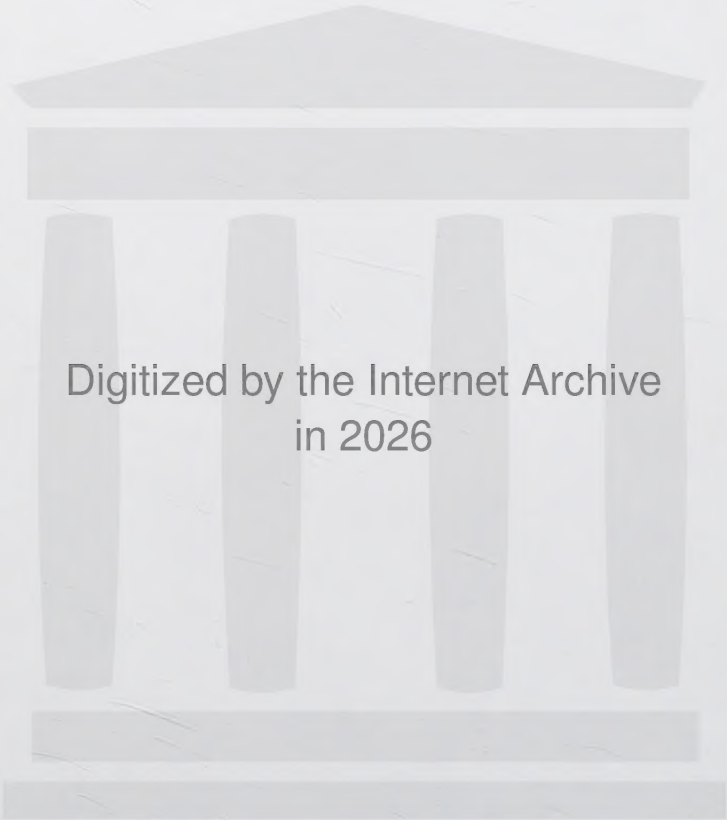
Untersuchungen an schichtgebundenen Blei-Zinklagerstätten bei Santander (Nord-Spanien)

Beziehung zwischen Vererzung und Riffgesteinen, Erzgefüge und Geochemie

Werner Adelhardt

1968


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545804_0117

Untersuchungen an schichtgebundenen Blei-Zinklagerstätten bei Santander (Nordspanien)

Beziehung zwischen Vererzung und Riffgesteinen, Erzgefüge und Geochemie

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Werner Adelhardt

aus

Bayreuth

1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher
2. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung: 24. 7. 1968

Inhalt

Seite

Vorwort

I. Einleitung 1
1. Allgemeiner Überblick 1
2. Stratigraphie 1
3. Tektonik 3
II. Die Lagerstätten 4
1. Literatur 4
2. Die Lagerstätte von Reocin 6
3. Die Lagerstätte von La Florida 8
3.1 Die Erzlager 8
3.2 Das Nebengestein 9
4. Weitere Erzvorkommen 11
5. Vererzung an Störungen 11
6. Die Erzminerale 12
7. Die Gangartminerale 14
III. Gefüge der Erze 15
1. Beschreibung der Gefüge 16
1.1 Feinschichterze 16
1.2 Erzbreccien 17
1.3 Schalenblenden 18
1.4 Fladenerze 20
1.5 Vererzte Rundkörperchen 21
1.6 Vererzte Fossilien 23
1.7 Sprenkel- und Derberze 23
2. Besprechung der Befunde 24
IV. Entstehung des Dolomits 26
V. Paläogeographische Verhältnisse im oberen Apt 27
VI. Beziehung der Vererzung zu Riffgesteinen 29
VII. Geochemische Untersuchungen der Erze 32
1. Die Spurenelemente in den Zinkblenden 32
1.1 Untersuchte Spurenelemente 33
1.2 Besprechung der Analyse 35

Seite

2. Schwefelisotopen-Untersuchungen 36
2.1 Meßergebnisse 36
3. Herkunft der Metallionen und des Schwefels 37
VIII. Bemerkungen zu einigen genetischen Folgerungen G. MONSEURs (1966, 1967) 40
IX. Zusammenfassung 41

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde mir von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER übertragen. Für sein stetes Interesse, seine wertvollen Ratschläge und kritischen Hinweise im Gelände und im Institut gilt ihm mein besonderer Dank.

Herrn G. PASCH schulde ich aufrichtigen Dank für seine hilfreiche Unterstützung, die er mir während meines Spanienaufenthaltes in jeder Hinsicht zukommen ließ.

Freundlicherweise hat sich Herr Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ mit dafür verwendet, daß die Arbeit ermöglicht wurde. Hierfür danke ich ihm, wie auch für die Einführung in die Geologie Nordspaniens anläßlich einer Exkursion.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch Herrn F. PINEDA, dem Direktor der Gruben bei Reocin für die Erlaubnis, die Lagerstätte von La Florida geologisch zu untersuchen und für die Genehmigung, in die Grube von Reocin dreimal einfahren zu dürfen.

Die spektralanalytischen Untersuchungen lagen in Händen von Herrn Dr. I. FRUTH. Herr Dr. H. NIELSEN vom Zentrallaboratorium für die Geochemie der Isotope in Göttingen unterstützte mich bei der Untersuchung von Schwefelisotopen. Herr Dr. J. BODECHTEL stand mir mit wertvollen Anregungen zur Seite. Herr Dr. R. HÖLL ließ mir nützliche Hilfe im Gelände und im Institut zukommen. Ihnen allen danke ich hiermit recht herzlich.

Nicht zuletzt gilt mein Dank meinen spanischen Kollegen Herrn R. ANTÓN, B. SANCHEZ, J.M. VERDEJO, sowie den Herren I. ALVARO und M. REMÓN.

Die Tätigkeit im Gelände wurde im Herbst 1966 begonnen. In den ersten Monaten Oktober und November waren mir nur alte, aufgelassene Gruben und der in Zanjon befindliche Ausbiß der Lagervererzung von Reocin zugänglich.
Im Frühjahr 1967 hatte ich Gelegenheit, die Lagerstätte bei La Florida geologisch zu untersuchen. Im Oktober 1967 wurde mir erlaubt die Grube

von Reocin dreimal zu befahren. Im Herbst 1967 war die Arbeit im Gelände abgeschlossen. Die Auswertung der Gesteinsproben führte ich im Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München durch. Die Bestimmung der Schwefelisotope konnte mit finanzieller Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft am Zentrallaboratorium für die Geochemie der Isotope in Göttingen erfolgen.

I. Einleitung

1. Allgemeiner Überblick

Längs des nordkantabrischen Küstenstreifens treten westlich von Santander in den Kreidesedimenten an vielen Stellen Blei-Zinklagerstätten auf. Sie ziehen sich an der Atlantikküste von Santander bis Comillas in einem etwa 50 Kilometer langen und 10 Kilometer breiten Streifen hin (s. Abb. 1).

Die eingehend bearbeitete Grube von La Florida liegt 3 Kilometer südlich von Roiz. Die Lagerstätte von Reocin befindet sich bei Torrelavega. Ein weiteres Vorkommen ist bei Novales zur Zeit in der Phase der Erschließung. Zahlreiche alte Schürfe und aufgelassene Gruben, insbesondere im Gebiet zwischen Ubiarco und Udias sowie bei Comillas zeugen von einer ehemals regen und weitverbreiteten Bergbautätigkeit. Neben den Blei-Zinklagerstätten werden bei Cartes und Mercadal, einige Kilometer südlich von Torrelavega Verwitterungseisenerze abgebaut.

Westlich des engeren Arbeitsgebietes treten in den Picos de Europa bei Aliva Blei-Zinkerze im Kohlenkalk des Karbons auf, die jedoch einer anderen Vererzungsphase angehören.

2. Stratigraphie

Den Sockel der gesamten Schichtfolge bildet varistisch gefaltetes Paläozoikum, das im Westen gegen die Picos de Europa zu auftaucht.

Transgressiv wird es von permotriassischen Quarzitkonglomeraten und Sandsteinen überlagert, die im Süden des Lagerstättengebietes als markanter, E-W streichender Sattel hervortreten.

Nach einer weiteren Schichtlücke, - Muschelkalk fehlt -, folgt obere Trias mit meist roten, zum Teil sehr mächtigen Keupertonen. Gips und Steinsalz sind allgemein verbreitet.

Lias und Dogger sind in Nordkantabrien in Mergelkalkfazies ausgebildet und fossilreich. In der anschließenden jungkimmerischen Phase wurde der Jura größtenteils erodiert.

Der Wealden, meist mehrere hundert Meter mächtig, besteht aus einer

Serie braungelber, gestreifter Sandsteine und grellfarbener Tone und Mergel. H. KARRENBERG (1934) vermutet, daß die festländische Wealdenfazies bereits im oberen Malm beginnt.

Zu Beginn des Apt drang das Meer von Norden her vor. Mergelige, sandige und kalkige, stellenweise mehr als 50 Meter mächtige Sedimente mit Orbitolinen, Brachiopoden und Gastropoden wurden abgelagert.

Darüber folgt grobgebankter bis massiger, hellgrauer Kalkstein. Er führt kleine, teilweise riffbildende Rudisten. P. RAT (1959) nennt diesen Kalkstein "première barre urgonienne".

Diese Kalksteinserie wird von sandhaltigen Mergeln und Mergelkalken überlagert, welche eine durchschnittliche Mächtigkeit von 60 Metern aufweisen.

Die darüber einsetzenden, etwa 50 Meter mächtigen, weichen, grauen Mergel und Kalkbänke sind reich an terrigenem Material. Bemerkenswert ist ihr Reichtum an großen Austern. L. MENGAUD (1920) stellt auf Grund von Ammoniten und Lamellibranchiaten diesen Mergelkalk ins obere Bedoul (oberes Unter-Apt). P. RAT (1959) weist ihm eine noch höhere Stellung innerhalb des oberen Apt zu, ohne sich jedoch genau festzulegen.

Eine Abweichung von diesem Normalprofil (vgl. Abb. 2 und 3), auch von H. KARRENBERG (1934) erwähnt, tritt bei La Florida auf. Hier beginnt die marine Sedimentation des Apt mit braunen, kalkigen Ablagerungen, stellenweise auch Dolomit. Nach J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962) hat diese nur wenige Meter mächtige Abfolge große Ähnlichkeit mit der von Puente Arce. Im Hangenden dieser Kalke herrschen mergelige, gelblich bis graue Sedimente vor, welche bei der Lagerstätte von La Florida kaum 10 Meter mächtig werden. Bemerkenswert ist das häufige Auftreten von Orbitolinen. Kalke, welche den Sedimenten der "première barre urgonienne" entsprechen, folgen mit einer Mächtigkeit von etwa 20 Metern. Stellenweise liegt darüber noch ein bis 2 Meter dicker, mergeliger Horizont. Der im östlich anschließenden Gebiet verbreitete, oft mehr als 50 Meter mächtige, graue, mergelige Kalkstein des Oberbedoul mit den großen Austern fehlt bei La Florida.

Die "seconde masse urgonienne" (P. RAT 1959) folgt mit einer Mächtigkeit von gut 200 Metern bei Reocin und ca. 150 Metern bei La Florida. Sie besteht aus massigen oder grobgebankten Kalken, die regional durch Dolo-

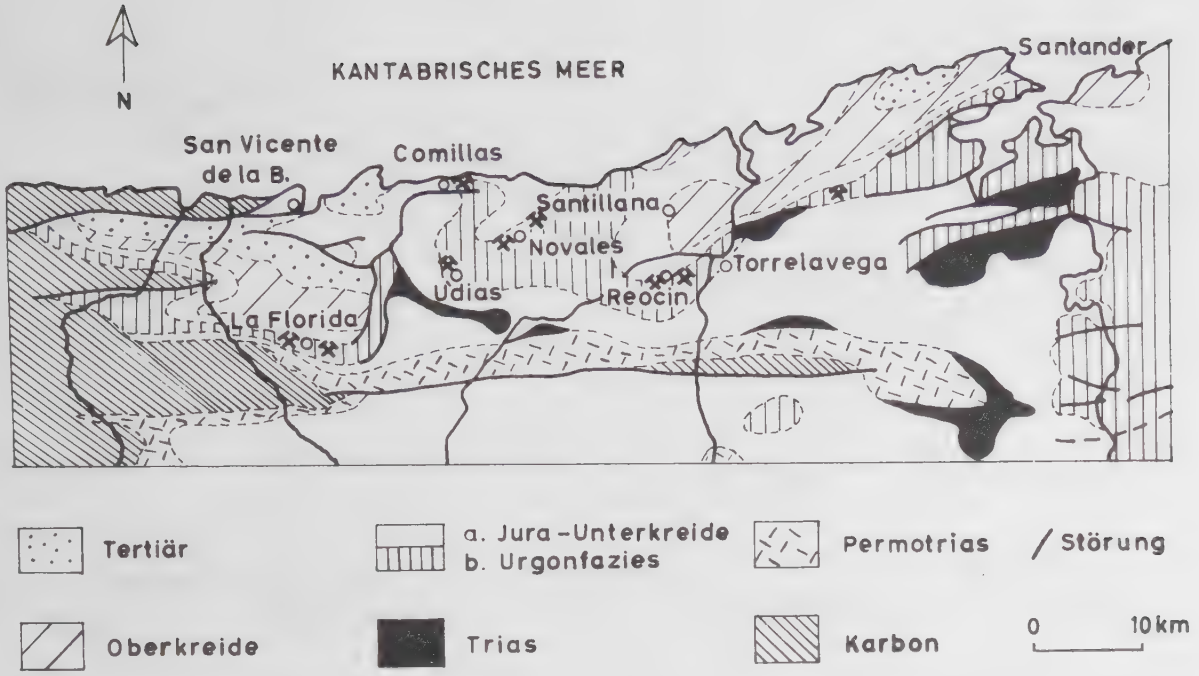


Abb. 1 Geologische Übersichtskarte des Lagerstättengebietes nach J.P. MANGIN u. P. RAT (1960-1962)

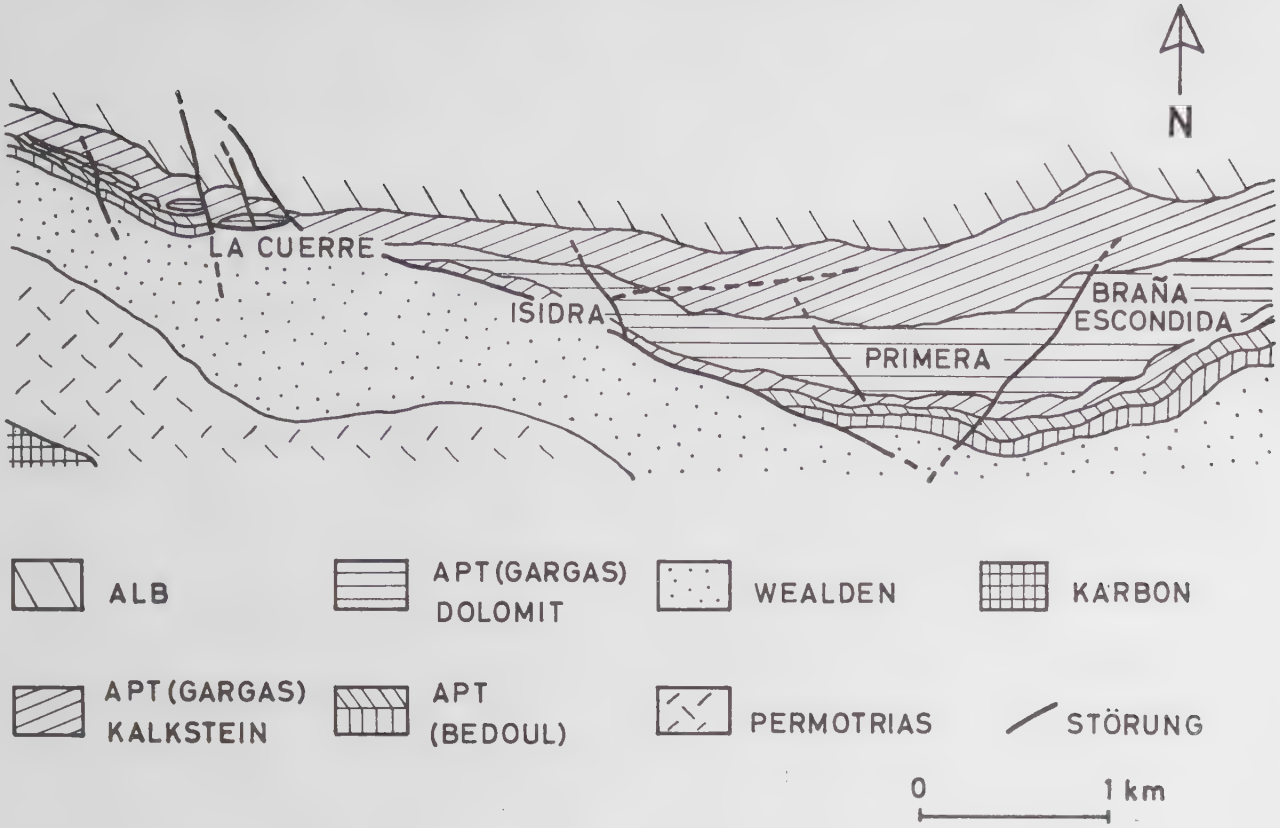


Abb. 2 Geologische Karte des Grubenbereiches von La Florida nach J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962)

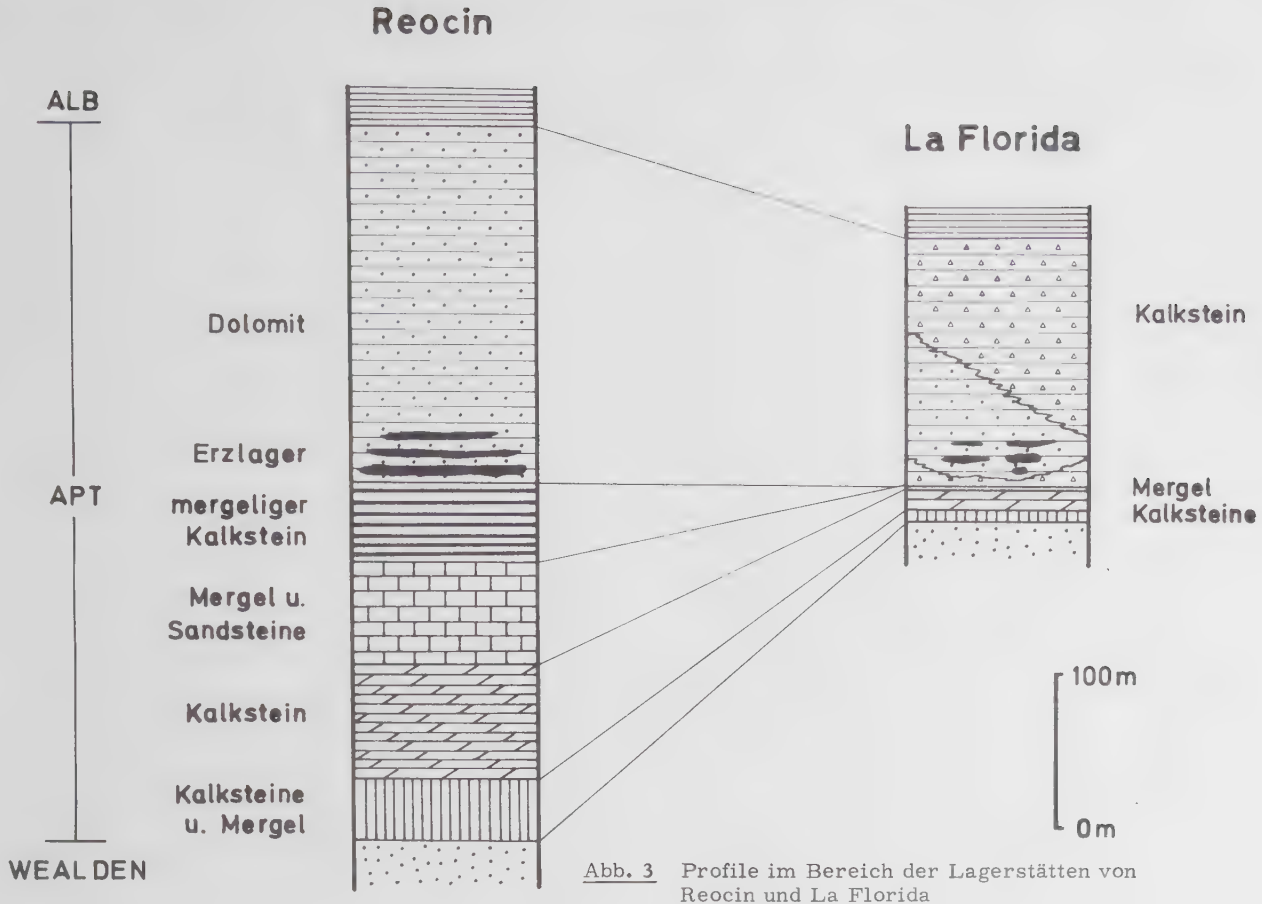


Abb. 3 Profile im Bereich der Lagerstätten von Reocin und La Florida

mite vertreten werden. Im unteren Abschnitt dieser Ablagerungen treten an vielen Stellen, jedoch ausschließlich auf die dolomitische Fazies beschränkt, schichtige Blei-Zink-Vererzungen auf. L. MENGAUD (1920) schrieb dem Schichtpaket der "seconde masse urgonienne" Oberapt-Alter (Gargas) zu. Nach P. RAT (1959) reicht es noch teilweise ins untere Alb.

Über diesem zweiten Urgonkomplex folgt im gesamten Gebiet eine wechselvolle Serie aus Kalkmergeln, Sandsteinbänken, Ton- und Braunkohlelagen des Alb mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 150 Metern.

Die untere Oberkreide besteht aus Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen.

Nach dem Senon zog sich das Meer aus dem nordkantabrischen Gebiet zurück. Erst wieder im Tertiär, in der Zeit vom Paläozän bis einschließlich Oligozän erfolgte eine weitere Transgression in der Gegend von San Vicente de la Barquera. Die tertiären Sedimente bestehen aus Sandsteinen, Kalksteinen, Mergeln und Kalk- und Quarzkonglomeraten.

Zeugnisse menschlicher Besiedlung während des Jungpaläolithikums geben die Höhlenmalereien von Altamira.

3. Tektonik

Die geosynklinale Senkungsbewegung, die im Osten von Santander zu großen Schichtmächtigkeiten der Kreide-Alttertiär-Sedimente geführt hat, wirkte sich westlich Santander nicht mehr aus. Hier ist nach H. KARRENBERG (1934) die Tektonik germanotyp. Die Bruchbildungen des Grundgebirges pausten sich in die überlagernden Deckschichten durch, wobei großräumige Sättel und Mulden entstanden. Die Sattel- und Muldenstrukturen streichen im Westen parallel der Achsen des hier auftauchenden Grundgebirges. Gegen Osten und Nordosten zu biegen sie in ein WSW-ENE-Streichen um. Im Nordost-Teil des "kantabrischen Sporns" (Bezeichnung F. LOTZEs 1945 für den spornförmigen Nordost-Teil des Grundgebirges, welches den Westen der iberischen Halbinsel einnimmt) sind die nach Osten abtauchenden Strukturen des Grundgebirges südvergent dem mesozoischen Deckgebirge aufgeschoben. Diese Störungen setzen sich in die mesozoisch bis tertiären Sedimente fort. Im Süden des Lagerstättengebietes bildet ein ca. 50 Kilometer langer, EW streichender Permotriassattel, welcher mit Kohlenkalk an seiner Basis nach Süden auf Jura und Wealden

aufgeschoben ist, ein morphologisch auffallendes Element. Neben diesem Störungssystem tritt noch eine NS-Richtung auf, welche westvergente Aufschiebungen innerhalb der kretazisch-tertiären Ablagerungen erkennen läßt.

Auch Salztektonik, hervorgerufen durch die salinaren Ablagerungen des Keupers spielt in dieser Gegend eine bedeutende Rolle.

Die Lagerstätte von La Florida ist an die Südflanke einer E-W streichenden Mulde gebunden. Die Erzlager sind in den Dolomit des oberen Apt konkordant eingeschaltet und haben dieselbe tektonische Beanspruchung wie das Nebengestein erlitten, welches E-W streicht und mit 36°N einfällt. Im Lagerstättenbereich dominieren NNW-SSE verlaufende Störungen. Daneben treten noch ENE-WSW- und NNE-SSW-Trennflächen auf.

Die Lagerstätte von Reocin liegt am SE-Flügel einer NE streichenden Mulde. Die dem Dolomit schichtkonkordant eingelagerten Erzlager fallen mit 25°N ein. Die festgestellten Bruchflächen weisen folgende Hauptrichtungen auf: WNW, ENE, NNE. Nebengestein und Erz sind gemeinsam verformt.

II. Die Lagerstätten

1. Literatur

F. PINEDA (1958) betont die lagerartige Natur der Zinkerze von Reocin und weist auf die relative Schwefelkies-Anreicherung des randlichen Grubenbereiches gegenüber der zentralen Zone hin. Bezüglich der Genese glaubt er an eine epigenetisch-hydrothermal-metasomatische Bildung der Lagerstätte.

B. SANCHEZ (1960/63) untergliedert in einem Profil die Gesteinsserie zusammen mit ihren schichtkonkordanten drei Erzlagern im Zentralteil der Lagerstätte von Reocin in 22 Horizonte (s. Abb. 4), gibt allerdings keine genetische Deutung der Lagerstättenbildung.

J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962) nehmen für die Erzkörper von La Florida metasomatische Vererzung an. Erzbringende und dolomitisierende Lösungen seien postkretazisch entlang von Störungen aufgedrungen und hätten selektiv den Kalkstein verdrängt.

B. SANCHEZ (1964) beschäftigt sich mit den Dolomiten und der Tektonik von Reocin und betrachtet die Erze und Dolomite auch hier als epigenetisch entstanden.

G. MONSEUR (1962) unterteilt den erzführenden Dolomit im zentralen Teil der Lagerstätte von Reocin in 9 Horizonte (s. Abb. 4). Den Dolomit hält er für sedimentär gebildet, die Vererzung jedoch für hydrothermal metasomatisch.

1966 untersucht G. MONSEUR die einzelnen, von ihm in der Grube bei Reocin ausgeschiedenen Horizonte innerhalb eines Gebietes von 6 Kilometer Länge und 200 Meter Breite in EW-Richtung. In der zentralen Region der Lagerstätte, welche nach seinen Darstellungen knapp 2000 Meter Länge umfaßt, beschreibt er 4 Profile. Im östlichen Grubenbereich, sowie im Westen der Lagerstätte, über 3 Kilometer von ihr entfernt, stellt er je ein Profil auf. Außerdem behandelt er in dieser Studie die Lagerstätten von La Florida und Udias. Auf Grund dieser umfassenderen Untersuchungen wendet er sich von seiner früheren metasomatischen Deutung der Lagerstättenbildung ab und hält eine syngenetische Entstehung für wahrscheinlicher.

1967 nimmt G. MONSEUR noch weitere Untersuchungen des Nebengesteins der Lagerstätte von Reocin vor.

Er diskutiert 1966 und 1967 das Für und Wider einer epigenetisch hydrothermalen und syngenetischen Vererzung und führt hierbei folgende Argumente an:

Zu Gunsten der Epigenese sprächen:

1. Die Erze kommen in texturell und strukturell sehr unterschiedlichen Dolomiten vor.
2. Vererzung in Störungen bezeugt deren wiederholtes Aufreißen während des Metallabsatzes.
3. Die Mächtigkeiten der Erzlager sind beträchtlicher als jene von syngenetischen Lagerstätten (z.B. Kupferschieferlager von Mansfeld: 0,60 m) bekannt sind.
4. Die Randzone der Lagerstätte Reocin ist reicher an Eisensulfid als die Zentralzone, in der mehr Zinkblende und Bleiglanz auftreten.

Diese Argumente werden nachstehend auf Seite 40 überprüft.

Für Syngenese sprechen nach G. MONSEUR (1966) folgende Punkte:

1. Die Schichtgebundenheit der Lagerstätte Reocin; die stratigraphische Bindung der Vererzung überwiegt die "tectonic control".
2. Eine epigenetische Erzzufuhr durch ascendente Lösungen ist wenig wahrscheinlich, da 650 m mächtige Sandsteine und Tone des Wealden zu durchdringen gewesen wären.
3. Das niedrige Co/Ni-Verhältnis im FeS_2.
4. Abwesenheit von Tl im FeS_2.
5. Die Mergellager von Reocin sind wegen ihrer feinen Struktur charakteristisch für sedimentäre Ablagerungen.
6. Das Erz zeigt Deformationen eines noch nicht verfestigten Materials an.
7. Die Mehrzahl der beschriebenen Mikrotexturen und Mikrostrukturen lassen eine "intervention de la sédimentologie" vermuten.
8. Die Existenz von erzbringenden Zufuhrspalten ist in Reocin und Udias nicht erwiesen. In La Florida müsse diese Möglichkeit noch überprüft werden.

2. Die Lagerstätte von Reocin

Unmittelbar über den Mergelkalken des Ober-Bedoul setzen bei Reocin Dolomite der "seconde masse urgonienne" ein. Der untere, ca. 40 Meter mächtige Abschnitt dieser Dolomite ist Träger der schichtkonkordanten Blei-Zinkvererzung (s. Abb. 3). Im Lagerstättenbereich bestehen die über 200 Meter mächtigen Ablagerungen der "seconde masse urgonienne" durchgehend aus Dolomit. Nach Westen zu setzt rasch eine Faziesverzahnung mit Urgonkalken ein. Ein Straßenaufschluß bei Barcenaciones, ca. 4 Kilometer westlich der Lagerstätte, zeigt nur noch wenige Meter Dolomit über den Mergelkalken des Ober-Bedoul; darüber folgen grobgebankte Kalksteine.

Die Lagerstätte von Reocin besteht aus drei übereinanderliegenden Erzhorizonten.

Der untere Erzhorizont (capa sur) setzt sich im Zentralteil der Lagerstätte aus zwei, durch Rudisten-führende Ablagerungen getrennte Erzlager zusammen, die sich nach Westen zu vereinigen. Im Osten ist nur das obere Lager entwickelt.

Der mittlere Erzhorizont (capa norte) besteht im Zentralteil ebenfalls aus 2 getrennten Lagern. Im Westen wie im Osten ist nur die obere Vererzung ausgebildet.

Der obere Erzhorizont (tercera capa) ist auf den Zentralteil der Lagerstätte beschränkt.

G. MONSEUR (1966, 1967) kommt bei seinen sedimentologischen Untersuchungen des Nebengesteins innerhalb der zentralen Region der Lagerstätte zu folgenden Feststellungen:

Die Horizonte A, C, E, I (s. Abb. 4) sind in sich gleichmäßig und gleichmächtig entwickelt.

Der Horizont B wird von Osten (25 m) nach Westen (11 m) geringmächtiger. Die westliche Grenze der Lagervererzung in diesem Horizont fällt lokal mit dem Auftreten einer syngenetischen Dolomitbreccie zusammen.

Der Horizont D schwillt von Osten nach Westen von 7 auf 11 m an.

Horizont F ist nur im Osten ausgebildet.

Die Unterscheidung der Horizonte G und H ist nur im Osten möglich. Im Westen verschmelzen diese beiden Horizonte zu einer Korallen-, Rudisten-, Orbitolinen-führenden Lage.

Das im Westen mehr als 3 Kilometer von der Lagerstätte entfernte, von G. MONSEUR (1966) aufgestellte Profil läßt eine Reduzierung der bei Reocin über 200 Meter mächtigen, die Erzlager führenden Dolomitserie auf 21 Meter mächtigen, sterilen Dolomit erkennen. Der im Lagerstättenbereich dunkelgraue, detritischen Quarz enthaltende Dolomit ist 3 km westlich der Grube in ein helles, grobkörniges, quarzfreies Dolomitgestein übergegangen.

Weiterhin stellt G. MONSEUR (1966, 1967) fest:

Die Orbitolinen des Horizontes D vom zentralen Lagerstättenbereich setzen sich nach Westen fort und finden sich auch noch im Kalkstein, der den

Profilbeschreibung zu Abb. 4 nach B. SANCHEZ (1960, 1963) und G. MONSEUR (1962)

Horizonte (vom Liegenden zum Hangenden

MONSEUR	SANCHEZ		Mächtigkeit m
	1	Mergeliger Kalkstein mit großen Austern.	
	2	Feinkörniger, dunkelgrauer Dolomit.	
A	3	Dunkelgrauer Dolomit mit Pyrit und stellenweise mit Spuren von Zinkblende und Bleiglanz. Das Hangende dieses Abschnitts bildet eine bis 10 cm mächtige Tonlage.	8 m
	4	Reiche Lagervererzung der "Capa Sur b".	-3 m
	5	Heller grobkörniger Dolomit mit Korallen.	-3 m
	6	Lagervererzung der "Capa Sur a" tritt nur sporadisch auf. Das Nebengestein ist dem liegenden Dolomit sehr ähnlich.	-1 m
B	7	Heller, grobkörniger Dolomit.	
	8	Heller, grobkörniger Dolomit mit dunklen Flecken.	16 m
	9	Lagervererzung der "Capa Norte inferior".	0-5 m
	10	Hellgrauer, kompakter oder kavernöser Dolomit, stellenweise mit Korallen.	2 m
C	10_1	Dolomit, dessen charakteristisches Merkmal bis 3 mm dicke, weißliche Dolomitkörner darstellen, welche in einer dunkelgrauen, feinerkörnigen, dolomitischen Grundmasse eingebettet sind.	1-1,5 m
	11	Hellgrauer Dolomit mit Zinkblendebändern.	ca. 0,5 m
	11_1	Reiche Lagervererzung der "Capa Norte superior".	0,6 m
D	11_2	Grauer Dolomit mit Orbitolinen.	0,2-0,4 m
	12	Grauer Dolomit zeigt massenhaftes Auftreten von Korallen und ist oft schwach vererzt.	2,6 m
	13	Hellbrauner bis grauer Dolomit, schwach mit Zinkblende imprägniert.	2 m
	14	Sporadisch vererzter Dolomit.	0,2-0,4 m
E	15	Rudisten-, seltener Orbitolinen-führender Dolomit.	0,6 m
F	16	Charakteristische Tonlage.	0,03 m
G	17	Lagerförmige Vererzung mit lokal auftretenden Sandsteinlinsen.	-0,5 m
H	18-19	Hellgrauer Dolomit mit dunklen Flecken und Imprägnationsvererzung.	4 m
	20	Dolomit, reich an Schalen nicht ansprechbarer Fossilreste.	0,4 m
I	21	Dunkelgrauer Dolomit mit Pyritimprägnationen.	1,7 m
	22	Dolomit mit unbestimmbaren Schalenresten.	0,2 m

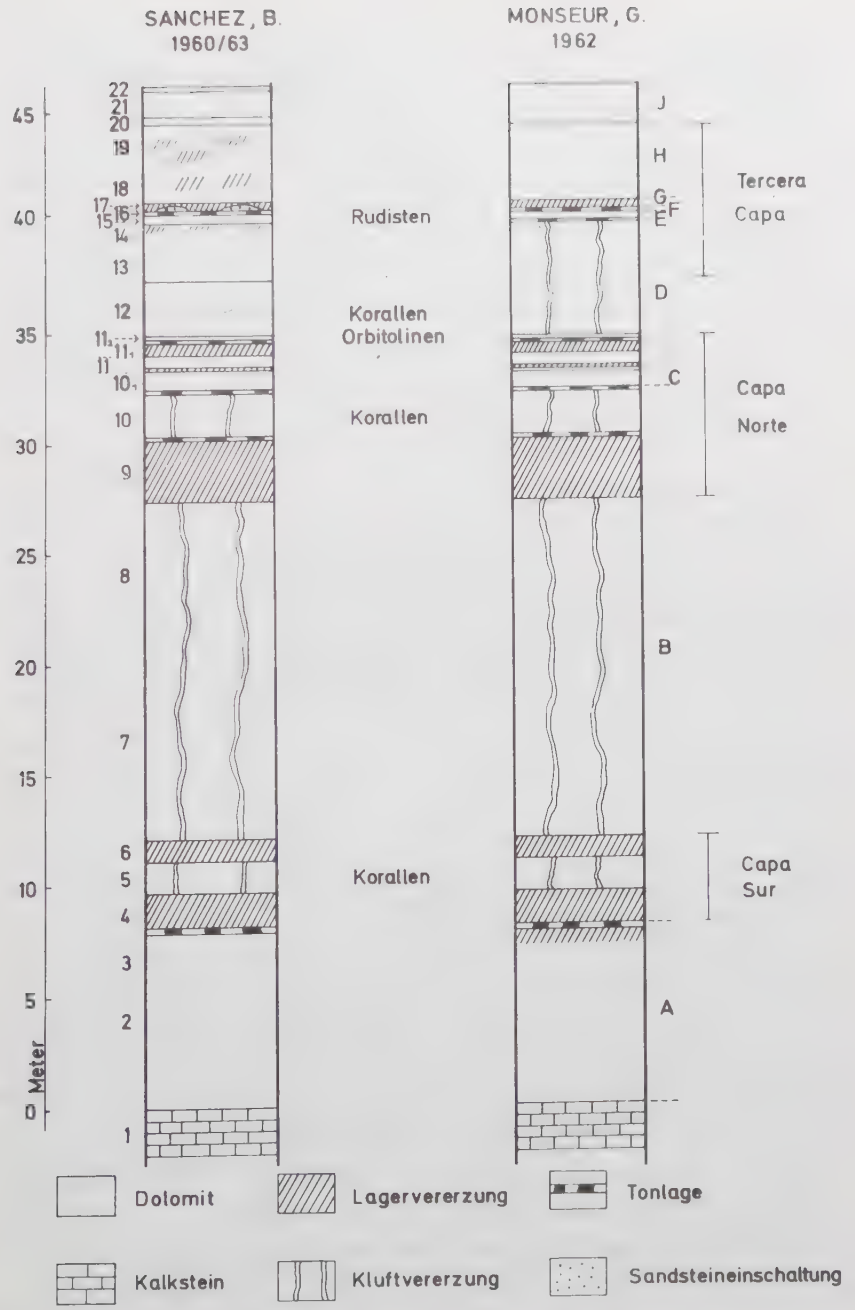


Abb. 4 Profil des Zentralteils der Lagerstätte von Reocin nach B. SANCHEZ (1960/63) und G. MONSEUR (1962)

Dolomit von Reocin außerhalb der Lagerstätte faziell vertritt. Die innerhalb dieses Horizontes D in der Lagerstätte noch Riffbänke bildenden Korallen gehen nach Westen zu in Riffschutt führende Ablagerungen über. Die Rudisten und Madreporen der Horizonte E, G und H sind mit den kalkigen Rudistensedimenten im Westen verknüpft.

Was die Vererzung betrifft, sind die Erze des westlichen und des zentralen Teiles der Lagerstätte nach G. MONSEUR (1967) an Riffe gebunden, wobei die sterilen Zonen Kanälen zwischen den Riffen entsprächen. Im östlichen Bereich der Lagerstätte seien die Erze nicht mehr an Riffablagerungen geknüpft, sondern fänden sich in Nebengesteinen, welche auf größere Wassertiefen schließen ließen.

3. Die Lagerstätte von La Florida

Bei La Florida setzen die Sedimente der Urgonfazies zunächst mit einige Meter mächtigen Kalkablagerungen ein. Diese gehen mit unregelmäßiger Grenze in die bis 80 Meter mächtigen Dolomite über, welche die Erzlager enthalten. Darüber folgen Kalke, die durch etwas höheren Mergelgehalt und Detritusanteil sich von den Urgonkalken des übrigen Gebietes unterscheiden.

3.1. Die Erzlager

Die Lagervererzung von La Florida ist wie bei Reocin auf drei stratigraphisch verschiedene Niveaus innerhalb der Dolomite verteilt. Diese Niveaus werden im weiteren als Erzhorizonte bezeichnet. Innerhalb der einzelnen Horizonte, welche zusammen in einem ca. 30 Meter mächtigen Schichtpaket liegen, kann man nicht von einer durchlaufenden Lagervererzung sprechen, sondern es treten mehrere kleine Erzkörper auf. Erzreiche, bauwürdige Lager finden sich bei La Florida auf zwei Grubenbereiche, einen westlichen (La Cuerre) und einen ca. 2 Kilometer davon entfernten östlichen (Braña Escondida, Primera, Isidra) beschränkt.

Nach ihrer Form lassen sich die Erzkörper in einen linsig-plattigen bis elliptischen und in einen schlauchförmigen, langgezogenen Typ mit großer axialer Länge bei verhältnismäßig geringem, elliptischem Querschnitt einteilen.

Im unteren Erzhorizont liegen nur schlauchförmig langgezogene Erzkörper, die jedoch klein sind und eine geringe Erzführung aufweisen. Im östlichen Teil sind zwei, schwach mit Erz imprägnierte, bis 4 Meter mächtige Lager aufgeschlossen, welche sich in NNW-SSE-Richtung erstrecken. Im westlichen Grubenbereich wurde eine sehr schmale Linse beobachtet, deren Vererzung ebenso wirtschaftlich unbedeutend ist.

Der mittlere Erzhorizont, der 6-8 Meter über dem unteren folgt, ist im gesamten Grubengebiet Träger reicher Erzlager. Im östlichen Grubenteil befinden sich vier schlauchförmige, mehrere hundert Meter lange, NNW-SSE streichende, annähernd parallel verlaufende Erzkörper. Bei einer maximalen Mächtigkeit von zehn Metern erreichen sie selten mehr als fünfzig Meter Breite. Sie verdicken und verdünnen sich oft oder bestehen aus einzelnen perlschnurartig entlang ihrer Längsachse aneinandergereihten Erznestern. Das Erz liegt fast ausnahmslos als Imprägnation vor. Andersartig ist die Lagervererzung im westlichen Grubenteil entwickelt. Hier bestanden mehrere kleinere Erzlager von plattig-linsiger bis elliptischer Gestalt, bis zu einer Mächtigkeit von 7 Metern, welche gegenwärtig großenteils abgebaut sind. Die Vererzung sämtlicher Lager dieses Typs tritt in Form erzreicher, geringmächtiger bis massiv vererzter Lagen auf, welche durch erzarmes bis -freies dolomitisches Nebengestein voneinander getrennt sind, sowie als Imprägnationen und Konkretionen. Unter intensiven Verzahnungen gehen die Erzkörper seitlich ins erzfreie Nebengestein über.

Der obere Erzhorizont, der durchschnittlich 5 Meter über dem mittleren einsetzt, enthält in der Grube sowohl im Osten wie im Westen Erzkörper des linsig-plattigen, elliptischen Typs. Im Ostteil ist ein reiches, bis 5 Meter mächtiges Erzlager aufgeschlossen, das neben feinkörniger Zinkblende von einheitlich hellbrauner Farbe noch Baryt führt. Bleiglanz, Pyrit oder Markasit sind makroskopisch nur sehr selten zu erkennen. Im Westteil erreichten die linsig-plattigen Lagererzkörper nur geringe Mächtigkeit und Ausdehnung und sind vollständig abgebaut.

3.2. Das Nebengestein

Das Nebengestein der Lagerstätte von La Florida liegt in zwei verschiedenen Ausbildungen vor.

Der eine Typ ist ungeschichtet massiger, kavernöser Dolomit. Er ist mittel- bis grobkörnig und von hellgrauer Farbe; mitunter sind auch dunkler gefleckte Partien feststellbar. Erzführende, beziehungsweise erzfreie Dolomite sind petrographisch gleich. Die in ihnen stellenweise noch erkennbaren Schalenumrisse und Steinkerne von Rudisten und die manchmal auftretenden Korallenreste geben einen Hinweis auf den organogenen Ursprung dieses Gesteins. Es handelt sich um Riffablagerungen, welche in dem Flachmeer des oberen Apt weite Flächen bedeckten.

Der andere Nebengesteinstyp ist dichter, gebankter und geschichteter Dolomit. Eine grobe Bankung wird häufig durch Ligniteinlagerungen hervorgerufen. Feinere Schichtung entsteht durch Wechsellagerung hellerer und dunklerer Dolomite, durch Riffschutteinschwemmungen, durch Einschaltung feiner Tonlagen sowie durch Zwischenlagerung von Erzen. Das meist grobkörnige, dunkelgraue Gestein zeigt oft Fältelungen und Stauchungen nach Art subaquatischer Rutschungen. Stellenweise treten Dolomitgerölle auf.

Bemerkenswert ist, daß die Form der Erzlager eine deutliche Abhängigkeit von der Ausbildung der Nebengesteine aufweist. Im porösen Riffgestein treten ausschließlich die schlauchförmigen, langgestreckten Erzkörper auf, während in der dichten, gebankten oder geschichteten Fazies nur Erzlager der plattig-linsigen Form zu finden sind.

Im Lagerstättenbereich von La Florida bildet Riffdolomit das Nebengestein aller im unteren Erzhorizont auftretenden, in die Länge gezogenen, kleinen und schwach vererzten Erzkörper (s. Abb. 5).

Im mittleren Erzhorizont besteht das Nebengestein der schlauchförmigen, langen Erzkörper des östlichen Grubengebietes (Isidra, Primera, Braña Escondida) aus Riffdolomit, während im westlichen Grubenbereich (La Cuerre) innerhalb dieses Erzhorizontes das Riffgestein in die dichte, grobgebankte, seltener feiner geschichtete Fazies übergegangen ist, welche die linsig-plattigen Erzkörper enthält. Hier treten besonders im unteren Abschnitt, welcher Bankung und Schichtung nur undeutlich erkennen läßt, häufig Brocken von porösem Riffdolomit auf, die bis mehrere Dezimeter Durchmesser erreichen können. Auch kleinere Gerölle aus dichtem Dolomit kommen gelegentlich vor. Häufig haben subaquatische Rutschungen zu Verformungen der Sedimente geführt. Hohlräume, die wandständig von

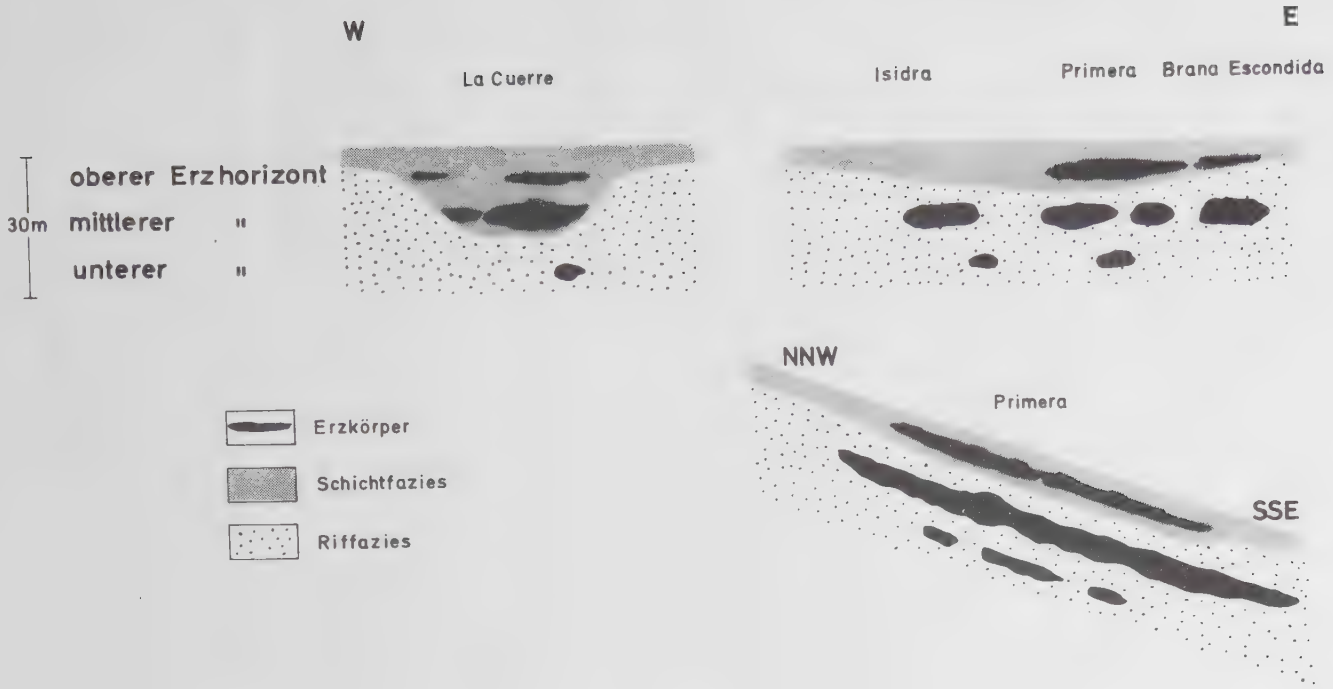


Abb. 5 Schemaprofil durch die Lagerstätte von La Florida

weiß bis rosa gefärbtem Dolomitspat umkrustet sind, treten manchmal in diesem Gestein auf. In Form von Putzen und als Füllung von Klüften findet sich Dolomitspat weiterhin im dunkelgrauen Dolomit.

Das Nebengestein sämtlicher Erzlager im oberen Erzhorizont ist dicht, gebankt oder feingeschichtet. Im westlichen Grubenbereich (La Cuerre) ist es petrographisch wie das des mittleren Erzhorizontes dieses Grubenbereiches ausgebildet. Im östlichen Teil der Grube (Braña Escondida, Primera) ist es oft durch feine Lignit- und Tonzwischenlagen oder Erzeinschaltungen feingeschichtet. Subaquatisch verfältelte und gestauchte Partien sind häufig. Lokal treten Dolomitgerölle auf.

4. Weitere Erzvorkommen

Neben den Lagerstätten bei Reocin und La Florida treten in den Dolomiten des oberen Apt noch weitere, genetisch und altersmäßig gleiche Blei-Zinkvererzungen auf. Allen ist eine Bindung an den unteren Abschnitt des Dolomits des oberen Apt, sowie schichtkonkordante Einlagerung gemeinsam. Bemerkenswert ist, daß östlich von Reocin Schwefelkies stark zunimmt, während Zinkblende und Bleiglanz zurücktreten.

5. Vererzung an Störungen

J.M. VERDEJOu. B. SANCHEZ (1962) sehen auf Grund ihrer Beobachtung, daß die Erzlager von La Florida in gleicher Streichrichtung liegen wie ein bevorzugtes Verwerfungssystem, in den Störungen die Zufuhrwege der Karbonat verdrängenden Erzlösungen. In der Verwerfung, welche im Grubenteil La Cuerre Wealden neben erzführenden Dolomit versetzt und schwach erzführend ist, sehen beide Autoren eine typische Zufuhrspalte ascendenter, erzbringender Lösungen. G. MONSEUR (1966, 1967) empfahl eine nähere Überprüfung.

Es konnte festgestellt werden, daß durch die oben erwähnte Störung ein erzreiches Lager angeschnitten wurde. Die diskordante Vererzung ist an die unmittelbare Umgebung des abgeschnittenen Erzlagers gebunden. Oberhalb des Erzlagers ist die tektonische Trennfläche vollkommen erzfrei; nach unten tritt Vertaubung nach wenigen Metern ein. Nicht die Verwerfung ist Träger der großen Erzmenge, sondern einzig und allein das schicht-

konkordante Lager. Bemerkenswert ist der relativ hohe Anteil an Bleiglanz, der oft in Form großer oktaedrischer Kristalle der Bruchfläche aufsitzt.

Die Kluftvererzungen auch anderer Erzlager und Lagerstätten finden sich niemals oberhalb der hangenden Erzkörper. Bisher wurde in Störungen, welche Erzlager nicht anschneiden, noch keine Vererzung festgestellt.

Es ergeben sich keinerlei Gründe, die vererzten Klüfte und Verwerfungen als Zufuhrspalten für aszendente Lösungen anzusehen. Die tektonischen Bewegungen sind auf jeden Fall jünger als die schichtkonkordante Vererzung. Die Erze dieser Störungen sind zweifellos von der Lagervererzung abzuleiten, welche durch hydatogene Lösungsumsätze im Sinne von A. MAUCHER (1957) in die Bruchspalten gelangt ist. Die bei diesen lateralsekretionär-deszendenten Umlagerungen feststellbare Bleiglanzanreicherung ist nicht überraschend. Auf die leichte Mobilisierbarkeit von Bleiglanz ist in der Literatur bereits mehrmals hingewiesen worden.

6. Die Erzminerale

Unter den Erzmineralen herrscht Zinkblende mengenmäßig weit vor. Untergeordnet treten Bleiglanz, Pyrit, Markasit und Wurtzit auf. Kupferkies wurde nur in einem Erzanschliff festgestellt. Wurtzit und Kupferkies wurden aus diesen Lagerstätten erstmals erkannt.

Zinkblende

Die Zinkblende bildet Imprägnationen und Derberze. Die Farbe schwankt von beige über braun bis fast schwarz.

Zinkblende ist überwiegend xenomorph. Daneben finden sich in jedem der untersuchten Anschliffe gut ausgebildete idiomorphe Individuen. Die Korngröße umfaßt den Bereich von 0,01 bis 0,3 mm. Zonarbau tritt gelegentlich auf. In Schalenblenden sind die helleren Lagen häufig von Poren und Rissen durchsetzt, die meist nicht in die dunkleren Bänder hineinreichen. Manchmal sind auch enge, netzartige Verwachsungen von Zinkblende mit Gangart in den hellen Schalenblendelagen feststellbar.

Wurtzit

Er ist im durchfallenden Licht an seiner Anisotropie erkennbar. Nach H. EHRENBERG (1931) fördert der Eisengehalt des Zinksulfids einerseits die Wurtzitbildung, andererseits wird der Stabilitätsbereich dieser hexagonalen Modifikation durch Fe erheblich erweitert. An den Erzen von La Florida und Reocin konnte auch nur innerhalb dunkler, eisenreicher Lagen und Schalenblendeknollen Wurtzit nachgewiesen werden. Hier bildet er Büschel leicht divergierender Kristalle. Häufig enthalten langstrahlige Aggregate, welche man auf Grund ihrer eisblumenähnlichen Form als Wurtzit ansprechen möchte, nur Zinkblende. Es handelt sich hierbei um Pseudomorphosen der Zinkblende nach Wurtzit.

Bleiglanz

Bleiglanz tritt als Sprenkel- oder Derberz auf. Ab und zu findet er sich in Wechsellagerung mit Zinkblende. Auf Störungsflächen sitzt er manchmal in Form gutausgebildeter Oktaeder. Sehr häufig liegt er als Kristallskelett in der Zinkblende vor.

In Zinkblende eingestreut bildet er sowohl unregelmäßig amöbenförmige als auch idiomorphe Körner. Häufig füllt er auch senkrecht zur Bänderung stehende Schrumpfungsrisse in Schalenblenden.

An Einschlüssen zeigt der Bleiglanz nur selten Zinkblende, Pyrit und Markasit.

Pyrit

Dieses Erzmineral tritt in allen Erzlagern auf. In den Gruben von La Florida erscheint es jedoch weit spärlicher als in den weiter im Osten gelegenen Lagerstätten. Nicht selten bildet der Pyrit Erzbänder, die konkordant dolomitischem Nebengestein oder Zinkblendeschichten eingeschaltet sind.

Unter dem Mikroskop liegt er meist in Form idiomorpher Einzelkristalle oder Aggregate vor. Sehr häufig sind winzige Pyritkügelchen und Kugelhaufen (Brombeeren), die in der Literatur als "vererzte Bakterien" bezeichnet werden. Auch durch Pyrit vererzte Holzzellen wurden beobachtet.

Markasit

Markasit ist in Reocin häufiger als Pyrit. Er bildet hier innerhalb der liegenden Erzschicht stellenweise sogar eine bis einige Dezimeter mächtige, konkordante Einschaltung. Knollige, nierenförmige oder radialstrahlige Bildungen sind häufig mit Schalenblenden vergesellschaftet. Durch Sammelkristallisation entstehen oft größere geschlossene Bereiche von Markasit.

Unter dem Mikroskop tritt der Markasit häufig idiomorph in spindeligen und leistenförmigen Querschnitten auf. Teilweise kommen auch gelappte, nadelige und gefiederte Gebilde nach Art von Kristallskeletten vor.

Melnikowitpyrit

Dieses Mineral ist in Anschliffen von Reocin manchmal mit Markasit vergesellschaftet. Es zeigt schlechte Poliereigenschaften und geringeres Reflexionsvermögen als Pyrit bei bräunlichem Farbstich. Die langen, strahligen Kristalle divergieren oft und bilden fächerförmige Aggregaten.

Kupferkies

Kupferkies konnte nur in einem Anschliff von Erzen des Grubenbereiches La Cuerre aus La Florida nachgewiesen werden. Er findet sich in Form weniger, winziger, xenomorpher Einflüsse in Zinkblende.

7. Die Gangartminerale

Dolomit

Der durch Sammelkristallisation meist sehr grobkörnige Dolomit ist sehr eisenreich. G. MONSEUR (1962, 1966) gibt Eisengehalte zwischen 3 und 7% und durchschnittlich 16-17% MgO an. Demnach handelt es sich nach D.J. DANA (1951) um Ferrodolomit. Der Mn-Gehalt der Dolomite ist niedrig. Er liegt bei Dolomiten aus der Lagerstätte von La Florida unter 10 ppm (freundliche Bestimmung durch Herrn Konservator Dr. S. SCHIEMENZ).

Kluftausfüllungen mit weißem bis schwach rosa gefärbtem Dolomitspat sind häufig. Dieser grobkristalline Dolomit sitzt oft wandständig in Hohlräumen.

Gelegentlich sind Lösungsbreccien zu beobachten; dabei schwimmt dunkler Dolomit in sekundärem, weißen Dolomitspat.

Calcit

Der Calcit kommt nur in Klüften und Hohlräumen vor. Er sitzt in diesen Kavernen jedoch fast immer einer wandständigen Füllung von Dolomitspat auf. Schöne, farblose bis gelblich durchscheinende Kalkspatskalenoeder werden in La Florida im Grubenteil La Cuerre in Lösungshohlräumen gefunden.

Baryt

Innerhalb der Vererzung tritt Baryt in La Florida im hangenden, schichtkonkordanten Erzlager des östlichen Grubenbereiches auf. Seine Farbe ist weiß. Er liegt meist in garbenförmigen oder tafeligen Aggregaten vor. In feinschichtiger Ausbildung ist er seltener anzutreffen.

Quarz

Quarz tritt in sehr geringer Menge nur als detritisches Material auf.

Tone

An Proben aus Tonlagen, welche innerhalb der vererzten Komplexe in Reocin und La Florida auftreten, bestimmte freundlicherweise Herr Dipl. Geologe R. HEROLD röntgenographisch folgende Minerale:

Probe 1 La Florida: Chlorit, Glimmer/Illit, (Kaolinit?).
Probe 2 Reocin: Kaolinit, Glimmer/Illit, Pyrit, Gips.

III. Gefüge der Erze

Im gesamten Schichtverband treten die Erzkörper als konkordante Einschaltungen auf. Diskordante Vererzungen sind nur auf kleine Bereiche beschränkt und stellen die Folgen sekundärer Lösungsumsätze dar. Ebenso interessant wie im Großen sind die Gefüge der Erze im Hand- und Dünnschliffbereich.

1. Beschreibung der Gefüge

1.1. Feinschichterze

Feinschichterze treten ausschließlich in der geschichteten Fazies des dolomitischen Nebengesteins auf. Die Schichtung wird bewirkt durch die Wechsellagerung von Zinkblende, Dolomit, toniger oder bituminöser Substanz, sowie durch Änderung des Gehaltes an Zinkblendekörnern, deren Korngröße und durch die Aufeinanderfolge verschieden gefärbter Blenden.

Innerhalb der einzelnen Erzfeinschichten liegen im allgemeinen isolierte Zinkblendekörner, hauptsächlich polyedrische Kristallindividuen und Tetraeder im Dolomit. In Reocin sind stellenweise innerhalb des unteren Erzlagers runde onkoidartige (s. S. 22) oder flockige, häufig miteinander verbackene Zinkblendekonkretionen am Aufbau von Feinschichterzen beteiligt. Auch dichte Zinkblendelagen, welche ehemals als Zinkblendegele vorlagen, sind in allen Lagerstätten häufig anzutreffen und zeigen nicht selten Schrumpfungsrisse, eine bei alternden Gelen oft zu beobachtende Erscheinung (Synärese).

Meist ist eine rhythmische Wechsellagerung millimeterdicker, erzreicher oder -armer Schichten festzustellen. Die einzelnen Lagen sind durchschnittlich einige Millimeter mächtig. Ihre Dicke kann sich auf kurze Entfernung stark ändern. Meist keilen sie schon nach einigen Dezimetern oder Metern aus. Auch laterale Übergänge von erzreichen in erzarme oder -freie Dolomitlagen sind zu beobachten.

Die einzelnen Erzschichten lassen häufig ein geopetales Gefüge im Sinne von B. SANDER (1936) erkennen. Erzreiche Bänder werden gegen das Hangende zu immer erzärmer. Dabei nimmt auch oft die Größe der Zinkblendekörner vom Liegenden zum Hangenden kontinuierlich ab. Dieses typische "graded bedding" spricht für mechanische Anlagerung der Zinkblendepartikel. Auch lassen manchmal Bleiglanzkörner eine derartige Anlagerung vermuten, ähnlich wie sie H. ROUVIER (1967) für schichtgebundene Bleiglanzvererzungen tunesischer Lagerstätten deutlich macht.

Typische Anlagerungsgefüge stellen die geopetalen Ausfüllungen kleiner Erosionswannen oder -rinnen durch feingeschichtete Erzlagen dar. Meist schmiegen sich die Erzlagen am Muldenrand sanft an und senken sich in

der Muldenmitte geringfügig ab. Manchmal ist auch festzustellen, daß sie bis zur Ausfüllung der Einmuldung an deren Rand ausspitzen (Fig. 1, Taf. 1).

Subaquatische Rutschungen sind in den Erzfeinschichten häufig abgebildet. Von den Verformungen können einzelne Erzlagen wie auch ganze Pakete von Schichtchen erfaßt werden. Typisch für "convolute bedding" sind gefältelte und gekräuselte Lagen, die meist schon nach einigen Millimetern oder Zentimetern zum Hangenden zu in ruhige rhythmische Schichtung übergehen. Ausdünnen und Anschwellen der verfältelten Lagen sind oft festzustellen. Intensive, paradiagenetische Bewegungen verbogen und verkneteten häufig die dünnschichtigen Erze. Auch Zerbrechungen und Zerreißungen einzelner Schichten und Verstellungen ihrer Fragmente sind zu beobachten (Fig. 2 und 3). Dabei wurden die entstehenden Spalten meist mit plastisch verformbarem Karbonatbrei ausgefüllt, der den Erzlagern zwischengeschaltet war. Stellenweise sind Hohlräume bis auf den heutigen Tag erhalten geblieben, wenn wenig oder gar kein Dolomitpelit zwischen den Erzlagen vorhanden war, der bei Verbiegung und Zerreißung der Erzlagen in die dadurch entstandenen Hohlräume fließen konnte (Fig. 4).

Alle diese Erscheinungen lassen sich durch metasomatische Vorgänge kaum erklären. Sie weisen auf syngenetische bis paradiagenetische Erzabsätze hin. Überlagerung und Ausfüllung der Unebenheiten durch ungestörte Schichten markieren das "Oben und Unten" im Sediment.

1.2. Erzbreccien

Dieser Erztyp besteht aus Komponenten verschiedener Zinkblendevarianten, wie Schalenblenden, Lagen- oder Imprägnationserzen zusammen mit Dolomitbrocken und gelegentlich Lignitbruchstücken. Die Fragmente sind unterschiedlich abgerollt. Dies deutet auf verschieden weiten Transportweg, unterschiedlich intensive Aufarbeitung und uneinheitlichen Verfestigungsgrad des aufgearbeiteten Materials hin. In einigen Fällen sind deutlich Komponenten zu erkennen, die als noch unverfestigte Schlammgerölle transportiert wurden. Manchmal treten sogar Gerölle auf, die in sich wieder Fragmente einschließen. Wiederholte Umlagerung des Materials ist demnach anzunehmen.

Derartige Breccien und Gerölle treten auch in den Feinschichterzen auf

(Fig. 5). Es sind typische "load casts" zu beobachten. Dabei zeigen die Komponenten an den Stellen ihrer Anlagerung eine muldenförmige Eindellung der liegenden Schicht oder Schichten, was darauf hindeutet, daß sie durch ihr Eigengewicht das noch weiche unterlagernde Sediment eindrücken konnten. Die den Fragmenten auflagernden Schichten zeichnen deren Oberfläche polar nach, wobei sie diese kuppelartig überdecken. Selten ist auch eine Anlagerung der Komponenten an nicht eingedellte, vollkommen ebene Schichtflächen festzustellen. Die Bruchstücke liegen dann mit ihrer Längsachse parallel dem sedimentären S auf den Schichtflächen.

Diese Gefügebefunde können nur durch mechanische Anlagerung resedimentierter Bruchstücke in noch wenig verfestigtem Schlamm erklärt werden.

1.3. Schalenblenden

Schalenblenden finden sich hauptsächlich in den Erzlagern von Reocin. Sie treten innerhalb des unteren Erzlagers auf mehrere Zehnermeter Erstreckung bis zu einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern ohne nennenswerten Nebengesteinsanteil auf. In der "syngenetischen Dolomitbreccie" (s. S. 7) dieser Grube füllt Schalenblende häufig die Hohlräume.

Die Form der Schalenblende ist sehr mannigfach. Meist sind es halbkugelförmige, kugelige, gekröseartige oder blumenkohlähnliche Gebilde. Sie wachsen oft mit zunehmender Größe zusammen. Nierenförmige, traubige Aggregate bis über Dezimetergröße können auf diese Weise entstehen. Häufig schwimmen auch kleine, aus gekrümmten Lagen bestehende Gebilde in Pyrit oder Markasit. Die Färbung der einzelnen Zinksulfidschalen kann hellbeige, braun oder braunschwarz sein. Nach H. EHRENBERG (1931) haben Porosität und Eisengehalt des Zinksulfids einen bedeutenden Einfluß auf die Farbänderung der einzelnen Lagen. Die Aufeinanderfolge der Bänder wechselt regellos. Die Dicke jeder einzelnen Lage ist meist einheitlich. Zwischenschaltungen von Pyrit-, Markasit- und Bleiglanzlagen wurden in den untersuchten Erzen sehr selten beobachtet. Beim Bruch zeigen die Erze eine bevorzugt schalige Absonderung nach den einzelnen Lagen.

Allgemein werden Schalenblenden als gelartige Abscheidung von Zinksulfid gedeutet. Ihre Bänderung entsteht durch die rhythmische Ausscheidung des Minerals (F. BERNAUER 1924, H. EHRENBERG 1931). Nach K.C. TAUPITZ

(1954) ist die Schalenblende der syngenetischen alpinen Blei-Zinklagerstätten durch Anlagerung gelförmigen Zinksulfids am Meeresboden entstanden. O. SCHULZ (1956, 1960) hält diese Schalenblenden für paradiagenetische Bildungen, da seinen Beobachtungen nach mechanische Anlagerungsgefüge von den Blendeglaskopfgefügen geschnitten werden.

In der Lagerstätte von Reocin wurden Schalenblendekrusten beobachtet, deren Oberfläche durch überlagernde Erzfeinschichten polar nachgezeichnet werden (Fig. 6). Die Erzlagen schmiegen sich der Schalenblendeoberfläche an, indem sie sich den Erhöhungen und Vertiefungen anlagern. Hierbei ist nicht selten zu erkennen, daß vor neu einsetzender Erzanlagerung die Zwickel der nierenförmigen Schalenblendenoberfläche mit Dolomitpelit angefüllt wurden. Diese Beobachtungen sprechen für gelförmige Anlagerung der Schalenblenden an freier Sedimentationsoberfläche.

Langsame Übergänge von feinlagigen Zinkblenden in Schalenblendegebilde geben einen Hinweis auf die Entstehung eines in Reocin häufigen Schalenblendetyps. Feinschichtige Gelerzlagen gehen lateral in isolierte, horizontbeständige, kegelförmige Schalenblendegebilde über (s. Fig. 8). Die einzelnen, dicht nebeneinandergereiht auftretenden Individuen bestehen aus mehreren, dunkel- und hellbraunen, hütchenförmig aufeinandersitzenden Zinkblendekrusten. Einzelne Lagen lassen sich über mehrere Einzelgebilde hinweg bis in die gerade verlaufenden Schichtchen verfolgen und machen deutlich, daß dieser Schalenblendetyp aus feinschichtigen, parallel ss verlaufenden Gelerzen entstanden ist. Verantwortlich für die Absonderung von Schalenblendenindividuen sind die bei Alterung von Gelen häufigen Erscheinungen der Volumenverminderung (Synärese), welche ein Netz von vertikalen Schrumpfungsrissen entstehen ließen und die Einkrümmung der feinen Lagen veranlaßten. Durch Überlagerung mit Dolomitpelit und Füllung der Schrumpfungsrisse entstanden manchmal geopetale Gefüge.

Neben diesen aus ebenschichtigen Gelerzen entstandenen Schalenblenden dürfte auch krustenartiges Wachstum nach Art der Glasköpfe an freier Sedimentoberfläche zur Entstehung von Schalenblenden geführt haben.

Manchmal treten in dem traubigen Gefüge der Schalenblenden Kleinhöhlen auf, welche eine geopetale, mechanisch angelagerte Sedimentfüllung erkennen lassen. Die Kavernen sind dabei oft mit Dolomitpelit, Zinkblendekörnchen und Schalenblendefragmenten bodenständig gefüllt (Fig. 7). Das

Restlumen wurde meist mit Dolomitspat von der Wand her weitgehend ausgefüllt.

Für all die syngenetischen Schalenblenden kann eine rasch erfolgte Erzanlagerung angenommen werden. Dafür sprechen neben den meist senkrecht zur Bänderung stehenden Schrumpfungsrissen, die oft mit Bleiglanz diagenetisch gefüllt wurden, besonders Bleiglanzskelette, die den Lagenbau der Schalenblenden durchwachsen haben und durch Umkristallisation eines zunächst gelförmigen Gemenges unmittelbar nach dem Fällungsvorgang entstanden sind.

Besondere Beachtung verdienen die senkrecht zur Bänderung stehenden, nadelförmigen Kristalle, welche oft schon makroskopisch eine feine, seidenglänzende Faserung besonders bei dunklen Schalenblenden hervorrufen. U. d. M. ist zu erkennen, daß der Schalenbau von den langnadeligen Kristallen durchwachsen und dadurch verwischt wird. Bemerkenswert ist das Auftreten von Wurtzit in manchen dieser Kristallaggregate. Die übrigen, strahlenförmigen, leicht divergierenden Kristallite stellen Pseudomorphosen von Zinkblende nach Wurtzit dar. Dies zeigt, daß wohl bei der Diagenese strahlig-nadelige Wurtzitbüschel über das feine Lagengefüge der gelförmigen Schalenblenden hinausgewachsen sind. Der metastabile Wurtzit wandelte sich zum großen Teil wieder in Zinkblende um. Da nadelige Kristallaggregate in den Lagen fast sämtlicher Schalenblenden von Reocin festgestellt werden konnten, kann auf eine am Aufbau dieser Schalenblenden ehemals überwiegenden Beteiligung von Wurtzit geschlossen werden.

1.4. Fladenerze

Mit Fladenerzen werden kompakte, ½ bis 3 Zentimeter dicke Gelerzlagen bezeichnet, welche Flächen bis zu einigen Zehnern von Quadratmetern einnehmen. Dieser Erztyp tritt in La Florida im Grubenteil La Cuerre auf und findet sich innerhalb undeutlich gebankten Dolomits.

Die Unterseite der nebengesteinsfreien Fladenerze zeigt nieriges Glaskopfgefüge und scharfe Grenze zum liegenden Dolomit. Die Oberseite weist innerhalb einer durchschnittlichen 2 Millimeter dünnen Lage den Übergang vom dichten Erz zum erzfreien Nebengestein auf. Makroskopisch zeigen die Fladenerze meist 3 parallel der gewellten und verbogenen Oberfläche verlaufende Lagen, deren mittlere oft die kräftigste Braunfärbung aufweist.

Im Dünnschliff tritt noch ein feinerer Lagenbau zu Tage. Innerhalb der einzelnen Bänder sind strahlige Kristallmassen zu erkennen; langnadelige Einzelfasern durchspießen die Lagengrenzen und lassen sie undeutlich werden. Die langnadeligen Kristallaggregate bestehen manchmal noch aus Wurtzit. Meistens liegen sie jedoch als Zinkblende pseudomorph nach Wurtzit vor. Das zunächst gelförmige Zinksulfid wandelte sich vermutlich schon kurz nach seiner Anlagerung in Wurtzit um, welcher ganz oder teilweise in Zinkblende überführt ist.

Die Fladenerze zeigen typische "load casts". Infolge größerer Dichte des Zinksulfids gegenüber dem Nebengesteinssediment haben sich dickere Bereiche der am Meeresboden rasch ausgefällten Gelerze in die noch weichen Karbonatablagerungen eingesenkt. Dadurch ist es zu kleinen muldenförmigen Einbuchtungen in den Fladenerzlagen gekommen. Im Liegenden der Fladenerze kam es häufig durch das einsinkende Erz zu Zerbrechungen von Schichterzen, welche im Gegensatz zum Karbonatsediment bereits diagenetisch verfestigt waren. Die Bruchstücke der Schichterze wurden dabei nach unten eingedrückt und seitlich verstellt. Sie stellen eine Inhomogenitätsbreccie im Sinne von B. SANDER (1936) dar; Karbonatbrei drang bei diesem Vorgang in die Lücken zwischen die Fragmente ein (Fig. 9).

Als Füllungen der Einmuldungen der Fladenerze tritt meist ungeschichteter Dolomit auf. Ein Handstück jedoch zeigt in einer Einsenkung über dem Erz annähernd konkordante, teilweise ausdünnende Dolomitlagen, welchen in ihrem Hangenden dünngeschichteter Dolomit diskordant anliegt. Hier scheint das Einsinken der Erzmulde erst nach geringmächtiger Überlagerung durch erzfreies Sediment eingetreten zu sein.

Weit häufiger als die größere Flächen einnehmenden Fladenerze sind ihre Bruchstücke (Fig. 10), die wirr im Dolomit schwimmen und eine Länge von einigen Zentimetern bis Dezimetern aufweisen. Die Fragmente treten nur im Zusammenhang mit subaquatischen Rutschungen auf. Bei diesen Bewegungen waren die Fladenerze bereits diagenetisch verfestigt und reagierten durch Zerbrechen, während das Karbonat noch als weiche, plastische Grundmasse vorlag (Fig. 11).

1.5. Vererzte Rundkörperchen

Die vererzten Rundkörperchen finden sich in großer Menge in manchen

Zinkblendefeinschichten, seltener in Schalenblenden und erreichen eine Größe von 0,1 bis 0,35 mm. Die einzelnen, kugeligen Gebilde (Fig. 12, 13) sind nie verdrückt und bestehen aus Zinkblende, einem Gemisch aus Zinkblende und dolomitischer Gangart oder manchmal auch aus Bleiglanz. Auch werden Rundkörperchen beobachtet, die nur Gangart enthalten und von einem dünnen Zinkblendehäutchen umgeben sind. Sind diese Gebilde nur aus Zinkblende aufgebaut, werden sie fast immer von radialstrahligen Rissen oder feinen Poren durchsetzt. Die aus Zinkblende und Gangart bestehenden Kügelchen zeigen meist sehr feine Durchstäubungen von Zinkblende.

Auch radialstrahlige Anordnung der Zinkblendepartikel ist zu beobachten. Häufig fällt ein konzentrisch-schaliger Aufbau dieser ooid- oder onkoidähnlichen Körperchen auf. Bei den mit Gangart und Zinkblende gemischten Formen sind die Schalen oft durch wechselnden Gehalt an Zinkblende ausgezeichnet.

Nicht selten sind innerhalb der gemischten Gebilde Dolomitkristalle gesproßt. Dabei ist ohne größere Stoffverschiebung meist die ursprüngliche, konzentrisch-schalige oder radialstrahlige Anordnung der Zinkblendepartikel erhalten geblieben. Manchmal ist auch ein der Rhomboedertracht zonarer Einbau der Zinkblendedurchstäubungen festzustellen. Auch Zinkblendekristalle treten häufig innerhalb und am Rande der Kugelgebilde auf.

Die Rundkörperchen stellen gelartige Ausscheidungsformen von Zinkblende, Bleiglanz oder einem Gemisch von Zinkblende und Dolomit dar. A. MAUCHER (1962) beschreibt aus türkischen Lagerstätten ähnliche Zinkblendeonkoide, welche tuffitisches Nebengestein einschließen und deutet sie als gleichzeitig mit dem Tuffit abgelagert oder als in dem noch unverfestigten Tuffitschlamm paradiagenetisch entstandene Bildungen.

Die in den spanischen Erzen auftretenden Rundkörperchen lassen mitunter geopetale Gefüge erkennen. Manchmal treten Rundkörperchen innerhalb feinschichtiger Gelerze auf. Dabei ist festzustellen, daß die den Rundkörperchen anlagernden Feinerzlagen über den onkoidähnlichen Gebilden bogenförmig ausgebuchtet sind (Fig. 14). Gelegentlich ist zu erkennen, daß die Erzlagen im Liegenden der Kugelgebilde schwach eingedrückt sind.

Diese Beobachtungen sprechen für mechanische Anlagerung schwebend gewachsener Gelklümpchen an der Sedimentoberfläche.

Das Sprossen von Dolomitrhomboedern und Zinkblendekristallen, das nicht nur innerhalb, sondern auch oft über die Begrenzung der Rundkörperchen hinaus erfolgt ist, sowie die manchmal auftretende, zonare Einregelung von Zinkblendepartikeln in die Dolomitkristalle ist auf einen späteren, paradiagenetischen Vorgang zurückzuführen.

1.6. Vererzte Fossilien

Durch Zinkblende ersetzte Rudistenschalen wurden gelegentlich innerhalb der Riffazies von La Florida beobachtet. Aus Bohrkernen von Puente Arce liegen Korallen vor, deren innere Bauelemente flächenhaft von Schwefelkies abgebildet werden. Derartige "Verdrängungen" sind keinesfalls Belege epigenetisch-hydrotermaler Vererzungen. Die beginnende Auflösung organischer Reste, welche die vorgegebenen Strukturen für die Erzanlagerung darstellen, sind nach Deutungen B. SANDERs (1936) an das Frühstadium der Diagenese gebunden. In diesem Stadium muß auch die Anlagerung der Sulfide erfolgt sein.

1.7. Sprenkel- und Derberze

Diese Erztypen sind häufig und finden sich in allen Faziesbereichen. Die Sprenkelerze sind charakterisiert durch einzelne oder massenhaft auftretende Erzkorneinsprenglinge. Gröbere Erzkörner schließen sich oft zu Aggregaten zusammen und leiten zu den Derberzen über. Innerhalb dieser Erzarten lassen sich verschiedene Generationen unterscheiden.

Die erste Generation stellt die sedimentäre Phase dar. Im Dünnschliff treten die primären Imprägnationen in unregelmäßig begrenzten und idiomorphen Körnchen oder als flockig-rundliche Gelklümpchen von Zinkblende, seltener von anderen Sulfiden auf, wie sie hauptsächlich in den Erzfeinschichten zu finden sind.

Gröbere Erzkörner treten in der diagenetischen Phase auf. Die Zinkblende zeigt idiomorphe oder xenomorphe Kristalle. Einzelne Körner sind randlich lappig ausgebildet. Diagenetische Idioblastenbildung ist bei Bleiglanz und Schwefelkies häufig. Außerdem entstehen bei der Sammelkristallisation unregelmäßige Derberzmassen, welche manchmal primär Anlage-

rungsgefüge verdrängen. Auf die Möglichkeit diagenetischer Umlagerungsvorgänge synsedimentärer Erze mit Beteiligung typischer Verdrängungsprozesse verweisen besonders H.J. SCHNEIDER (1964) und G.C. AMSTUTZ et al. (1964, 1967). Vermutlich hat die marine Sole mit komplexen Chloriden bei den Stoffwanderungen, welche nur auf den Mikro- bis Zentimeterbereich beschränkt sind, eine wesentliche Rolle gespielt.

Derberze und (seltener) Imprägnationserze liefert auch die Phase hydatogener Umlagerungen, die auch für die Kluftvererzung (s. S. 12) verantwortlich ist. Einerseits erfolgt die Platznahme der Erze unter Verdrängungserscheinungen, andererseits treten die Erze als Füllungen der in den Gesteinen sich befindlichen Hohlräume auf. Besonders innerhalb der Riffazies von La Florida finden sich in den Kavernen des Riffgesteins neben Zinkblendederberzen auch feine Zinkblende- und Bleiglanzkristalle, welche den Hohlraumwänden aufsitzen. Daneben kommt als ebenfalls junge Generation weißer Dolomitspat vor.

2. Besprechung der Befunde

Die eben besprochenen Erze lassen eindeutig sedimentäre Anlagerungsvorgänge erkennen, wie sie in Sedimentgesteinen auftreten. Zusammen mit gesteinsbildenden Karbonaten sind Erzmineralien sedimentären Prozessen unterlegen. Als Beispiel rezenter Erzsedimentation können die im Roten Meer neben anderen Schwermetallverbindungen sich ablagernden Zinksulfide, Pyrite und Markasite genannt werden (A.R. MILLER et al. 1966).

Jedoch sind die typisch sedimentären Gefüge fast nur in der geschichteten Fazies der Nebengesteine anzutreffen. Die Erzführung der Riffazies ist andersartig ausgebildet. Imprägnationen und Derberze treten hier auf. Die Vererzung der Riffe stellt eine Art Internsedimentation dar. Die Riffe wurden unmittelbar nach ihrer Entstehung von den erzhaltigen Lösungen durchtränkt. Die Erzablagerung erfolgte in den beim Wachstum von Korallen und Rudisten freigebliebenen Hohlräumen. Zusammen mit dem Erz ist oft auch Karbonatschlamm in die Riffkavernen eingedrungen. Nur sehr selten treten in der Grube von La Florida größere Hohlraumfüllungen in den vererzten Riffen auf, welche aus feinlagigen Erzen und Dolomiten bestehen.

Die Feinschichtung liegt der generellen Schichtung der Oberaptsedimente von La Florida parallel. I.F.STORR (1964) beschreibt aus dem Bahamariffkomplex mehrere Meter lange und hohe Hohlräume, die auf überdachendes Wachstum von riffbauenden Organismen zurückzuführen sind. Die Höhlendecke ist durch schmale Öffnungen durchbrochen, durch die Licht in die Kavernen fällt. Der Boden ist mit Riffschutt bedeckt. Vermutlich lagen auch innerhalb der Riffe von La Florida ähnliche Riffhöhlen vor, welche mit Riffschutt, Karbonatsediment und zeitweise dünnen Erzlagen aufgefüllt wurden. Stellenweise wird es sich wohl auch nur um Ausfüllungen muldenartiger Vertiefungen der Riffoberfläche gehandelt haben.

Für eine Ablagerung in Großhöhlen bereits verfestigter Gesteine, wie sie W.E. PETRASCHECK (1957) und W. SIEGL (1956) für die schichtgebundenen, alpinen Blei-Zinklagerstätten der Trias angenommen haben, liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Es treten zwar in den Kreideablagerungen große Karsthöhlen auf, jedoch sind sie nicht auf die Sedimente des Oberapt beschränkt. Auch handelt es sich keinesfalls um konkordante, sondern stets um bizarr geformte Hohlräume. Mit unregelmäßiger Grenze greifen sie oft kolkartig in die Tiefe. Außer Umkrustungen der Hohlraumwände mit Kalk- oder Dolomitspat sowie geringmächtiger, lettiger Lösungsrückstände am Boden konnten keine weiteren Füllungen dieser Kavernen beobachtet werden; insbesondere war trotz intensiver Suche keinerlei Erzführung feststellbar.

Die absolut schichtkonkordanten Erze, ihre langsamen Übergänge zum Nebengestein sowie ihre seitliche Verzahnung mit dem Nebengestein sprechen gegen die Möglichkeit, daß eine Internsedimentation in einer Großhöhle unter Erhaltung bzw. Schaffung der für manches Erzlager spezifischen Fossilführung erfolgt ist. Ebensowenig wäre einzusehen, warum sich die Erze gerade die Hohlräume der Gesteine des oberen Apt zur Ablagerung ausgesucht und nicht zumindest örtlich Karsthöhlen älterer oder jüngerer Gesteine benützt hätten.

Zum großen Teil liegen die synsedimentär entstandenen Erze nicht mehr in ihrer primären Ausbildung vor. Diagenetische Gefügeveränderungen sowohl mechanischer wie chemischer Art sind häufig eingetreten. Auch spätere, hydatogene Lösungsumsätze haben auf die Erze und Nebengesteine eingewirkt.

IV. Entstehung des Dolomits

J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962) und B. SANCHEZ (1964) glauben an eine sekundäre hydrothermale Entstehung des Dolomits, welcher in seinem unteren Abschnitt die Erzlager enthält.

G. MONSEUR (1962) findet keine Abhängigkeit zwischen dem Grad der Dolomitisierung und der Erzführung und hält den Dolomit für sedimentär.

Für eine zeitliche Einengung der Dolomitbildung kann der manchmal innerhalb der Lagerstätten auftretende brecciöse bis konglomeratische Dolomit Aufschluß geben.

In La Florida sind im oberen Erzlager des östlichen Grubenbereiches innerhalb der oft feingeschichteten, vererzten Sedimente häufig Gerölle aus dichtem Dolomit von Millimeter- bis Zentimeter-Größe enthalten. Auch im Grubenfeld La Cuerre treten in den schlecht gebankten Dolomiten manchmal Dolomitbreccien auf.

Von Reocin ist die Breccie (vgl. S. 7) bemerkenswert, die nach G. MONSEUR (1962, 1966, 1967) und eigenen Beobachtungen sedimentären Ursprungs ist. Weitere, kaum gerundete Dolomitbrocken sind in einer für die Urgonformation so seltenen Sandsteineinschaltung in der 20. Sohle anzutreffen.

Es treten in fast allen Erzlagern, die Schichtung erkennen lassen, typische "load casts" auf. Dolomitbruchstücke haben die unterlagernden Erz- oder Dolomitfeinschichten an der Stelle ihrer Anlagerung eingedellt. Auch zeigen häufig überlagernde Schichtchen ein geopetales Anschmiegen an die Brockenoberfläche (vgl. S. 18). Es kann kein Zweifel bestehen, daß es sich bei diesen Fragmenten um Resedimente im Sinne von B. SANDER (1936) handelt. Diese Feststellung legt den Schluß zwingend nahe, daß die Resedimente bereits zum Zeitpunkt ihrer Anlagerung aus Dolomit bestanden haben. Der Dolomitisierungsprozeß hat sich im Zeitraum von Sedimentation und Diagenese abgespielt. Für die Riffe ist eine während der Diagenese erfolgte Dolomitisierung anzunehmen, bei welcher der Aragonit der Hartteile von Rudisten und Korallen wegen seiner Metastabilität bei Anwesenheit von Mg-haltigen Lösungen bevorzugt umgewandelt werden konnte. Für eine synsedimentäre Dolomitbildung sprechen die ooidähnlichen, aus einem

Gemisch von Zinkblende und Dolomit bestehenden Rundkörperchen (vgl. S. 22), welche als angelagerte gelartige Gebilde zu deuten sind. Die engen, netzartigen Verwachsungen von Zinkblende mit dolomitischer Gangart zeigen, daß Erz und Dolomit gleich alt sind. Das Sprossen von Dolomitidioblasten innerhalb einiger Rundkörperchen ist einem spätdiagenetischen Vorgang zuzuschreiben.

Es können für die Dolomite des oberen Apt also ganz ähnliche Verhältnisse angenommen werden, wie sie A.R. ALDERMAN (1965) an rezenten dolomitischen Sedimenten Australiens untersucht hat. Hier verursachen ein erhöhtes Mg/Ca-Verhältnis und hoher pH-Wert eine Änderung im Chemismus des Sediments durch Ausfällung Mg-reicher Minerale und diagenetische Mg-Aufnahme bereits ausgefällter Karbonatsedimente.

V. Paläogeographische Verhältnisse im oberen Apt

Nach Ablagerung der grauen, häufig sand- und glimmerhaltigen Mergelkalke des Ober-Bedoul, welche Austern, Ammoniten und Orbitolinen enthalten, setzten mit teils scharfer Grenze die karbonatischen Sedimente der Urgonfazies ein. Diese liegen in Form massiger und grobgebankter Kalksteine und Dolomite vor. Terrigene Einschwemmungen sind in dieser teilweise über 200 Meter mächtigen Serie selten. Ligniteinlagerungen weisen auf die landnahe Entstehung dieser Fazies hin.

Gebietsweise ist Riffazies innerhalb dieser Karbonatserie verbreitet. Riffbildner waren Rudisten und Anthozoen. Deren Existenzbedingungen sollen ähnlich denen der heutigen riffaufbauenden Korallen gewesen sein (P. RAT 1959). Sie lebten bei normalem Salzgehalt, guter Durchlüftung und einer Wassertemperatur von 25 bis 30° C und waren auf geringe Wassertiefe angewiesen. Eine wesentliche Beteiligung von Algen konnte auch P. RAT (1959) nicht feststellen. Nach P. RAT (1959) ist durch Umkristallisation der Hartteile der Rudisten und Korallen ihre ursprüngliche Struktur zum größten Teil zerstört worden. Noch weit stärker wurden sie durch die Dolomitisierung unkenntlich gemacht.

Die Urgonriffe sind keinesfalls mit Barriereriffen oder Atollen zu vergleichen. Der Form nach handelt es sich um Riffkörper von großflächiger Aus-

Riff durchtränken und vererzen. Auf der 6. Sohle von Cereceo des Grubenbezirkes Primera bildet eine durchschnittlich 4 Zentimeter dicke Pyritlage den Abschluß der Zinkvererzung im Hangenden. Sie deckt ein schwach ausgeprägtes Relief der Riffoberfläche mitsamt der begleitenden Zinkerzführung zu. Auf der Unterseite der Pyritlage sind gelegentlich deutliche Abdrücke von Rudistenschalen zu erkennen. Über der Pyritschicht setzt in diesem Grubenbereich wieder verbreitetes Riffwachstum ein.

Andersartig verlief die Entwicklung im westlichen Grubenbereich La Cuerre. Hier kam das Riffwachstum bereits vor der zweiten Erzförderperiode zum Erliegen. Die zweite und dritte Erzzufuhr erfolgte in ein Becken, welches einem abgestorbenen Rudisten- und Korallenriff mit deutlich akzentuiertem Oberflächenrelief aufsitzt. Stellenweise bildet ein durch unterschiedliche Färbung feingebänderter, harter, dichter Dolomit die Ausfüllung von kleinen, einige Meter Durchmesser aufweisenden Vertiefungen der Riffoberfläche. Kavernöse Gesteinsbrocken (s. S. 10) bis 1 Meter Durchmesser sind in den unteren Beckensedimenten sehr häufig und stammen von höher gewachsenen Riffbereichen. Seitliche Übergänge von Riffpartien über riffschuttführende Lagen in detritusfreie, gebänderte Dolomite sind zu beobachten. Schräge Anlagerung von geschichtetem Sediment an eine lokale Rifferhöhung wurde festgestellt; hier ist durch stärkere Setzung des geschichteten Sediments gegenüber dem massigen Riffgestein das Schichteinfallen verstärkt worden. Die Erzführung setzte in diesem Becken ein, nachdem die groben Unebenheiten der Riffoberfläche mit Riffschutt und dichtem, undeutlich gebanktem bis feingeschichtetem Dolomit ausgefüllt waren. Diese Erzförderung bewirkte hier im Unterschied zum östlichen Grubenteil linsig-plattige bis elliptische Erzkörper. Zunächst lagerten sich kleine Zinkblendekonkretionen, dünne Erzlagen, Erzbreccien und Imprägnationserze ab. Später erfolgte die Sedimentation der Fladenerze, welche sich als "load casts" muldenartig in das noch weiche Karbonatsediment eindrückten. Schrägschichtung von Erzfeinschichten und dünnen Dolomitlagen zeugen von zeitweise in diesem Becken auftretenden Wasserströmungen. Auf Zentimeterbereiche beschränkte Diskordanzen lassen ehemalige Erosionsrinnen vermuten. Subaquatische Rutschungen haben sehr häufig Erz und Nebengestein gleichzeitig verformt, wobei es oft zum Zerbrechen, Zerreißen und Verstellen von Lagen- und Fladenerzen gekommen ist.

Die weniger intensive dritte Erzförderung setzte in dieses Becken von La Cuerre nach Ablagerung von etwa vier Meter mächtigem, grob gebanktem Dolomit über dem zweiten Erzhorizont ein. Die aus Imprägnations- und Fladenerzen bestehenden linsig-plattigen Erzkörper waren, ebenso wie die des zweiten Erzhorizontes von La Cuerre, nur in bestimmten Beckenteilen verbreitet.

Im östlichen Grubenteil wurde das Riffwachstum mit dem Einsetzen der dritten Erzzufuhr beendet. Das Becken, das neben der Zinkblende noch Baryt, aber sehr wenig Schwefelkies und Bleiglanz führt, zeigt kein so stark ausgeprägtes Bodenrelief wie das Becken von La Cuerre. Der Baryt ist zweifellos zusammen mit den Sulfiderzen abgelagert worden. Schon allein die Schichtkonkordanz und die manchmal feststellbaren sedimentären Gefüge sprechen gegen die epigenetisch-hydrothermale Deutung von J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962). Zu derben, garbenförmigen Aggregaten ist es während der diagenetischen Sammelkristallisation gekommen. In diesem Becken treten stellenweise durch dünne Lignit- und Tonlagen feingeschichtete, erzführende Sedimente auf. In manchen Beckenbereichen kommt eine rhythmische Feinschichtung durch Wechsellagerung erzreicher und erzarmer oder -freier Dolomitbänder zustande. Subaquatische Rutschungen sind in mehreren Beckenteilen feststellbar. Zum westlichen Rand des Beckens gehen die Erz- und Baryt-haltigen, dolomitischen Ablagerungen in nur noch Baryt-führende Dolomite über.

Bei einem Vergleich der Faziesentwicklungen bei La Florida und Reocin während der Zeit der Erzförderungen ergibt sich an Hand der von B. SANCHEZ (1960/63) und G. MONSEUR (1962, 1966, 1967) aus der Lagerstätte bei Reocin beschriebenen Profile (vgl. Abb. 4) und eigenen Beobachtungen, daß sich bei Reocin die Sedimentationsverhältnisse wesentlich häufiger änderten, was in den vielen, petrographisch verschiedenartigen Dolomithorizonten zum Ausdruck kommt. Die gegenüber La Florida geringer mächtigen, jedoch häufig übereinanderfolgenden Riffablagerungen innerhalb des vererzten Abschnittes sprechen für eine wiederholte Unterbrechung des Riffwachstums. Außerdem treten manchmal Rudisten- und Korallen-führende Horizonte auf, bei welchen die anorganische Karbonatsedimentation die Oberhand gewinnt und die Fossilien an der aktiv aufbauenden Tätigkeit nur untergeordnet beteiligt waren. Beziehungen zwi-

schen Rudisten- und Korallen-führenden Ablagerungen und Vererzungen treten in der Lagerstätte von Reocin innerhalb jedem der drei Erzlager auf. Jedoch sind Riffablagerungen nicht Voraussetzung für die Erzsedimentation, wie der untere Abschnitt (capa sur b) des unteren Erzhorizontes (capa sur) beweist, der sich über dichten, Orbitolinen-führenden Ablagerungen zu einer Zeit gebildet hat, als bei Reocin noch kein Riffwachstum bestand.

Was die Korrelation der Erzförderperioden über verschiedene Lagerstätten hinweg betrifft, so vermuten J.M. VERDEJO u. B. SANCHEZ (1962) und G. MONSEUR (1966, 1967) auf Grund von Ähnlichkeiten des Nebengesteins einzelner Erzlager, daß der untere Erzhorizont von La Florida dem mittleren von Reocin und die beiden oberen von La Florida dem oberen von Reocin entsprächen. Das Nebengestein des unteren Erzhorizontes von La Florida entspricht nach G. MONSEURs (1966, 1967) Ansicht dem dunklen Dolomit des Horizontes D von Reocin (vgl. Abb. 4). Das Nebengestein der oberen Erzniveaus von La Florida hat nach Meinung des gleichen Autors Ähnlichkeit mit den Horizonten E, H und I von Reocin.

Durch eigene Untersuchungen konnte diese Hypothese nicht bestätigt werden. Es erscheint wahrscheinlicher, daß jede der drei zeitlich aufeinanderfolgenden Erzzufuhrperioden, welche auf Grund von Bohrkernuntersuchungen auch in der Grube bei Novales zu erkennen sind, mit der entsprechenden der anderen Lagerstätte altersgleich ist (vgl. Abb. 3).

VII. Geochemische Untersuchungen der Erze

1. Die Spurenelemente in den Zinkblenden

Untersucht wurden 56 Zinkblendeproben. Auf eine Gewinnung statistisch gleichmäßig verteilter und genau lokalisierter Proben innerhalb der einzelnen Erzlager oder -horizonte wurde besonderer Wert gelegt. Auch kamen ausschließlich primäre, nicht umgelagerte Erze zur Untersuchung.

Um mechanische Verwachsungen mit Nebengestein, Pyrit, Markasit oder Bleiglanz auszuscheiden, wurden das Zinkblendeerz zerkleinert und die ZnS-Körnchen unter dem Binokular ausgelesen.

Abb. 6 Schwankungsbreiten und Durchschnittswerte in ppm

Lagerstätte	Erz-horizont	Grubenbereich	Zahl der Analysen	Germanium		Silber		Cadmium		Eisen %		Mangan		Kupfer		Quecksilber	
La Florida	2	West, La Cuerre Beckenfazies	18	16 - 118	75	sp - 86	26	<500 - 1150	640	1,35 - 3,35%	2,5%	20 - <1000	290	<50 - 725	260	sp	
	3	Ost, Primera, Braña Escondida, Beckenfazies	7	25 - 32	29	58 - 365	150	515 - 1730	870	1,2 - 2,5%	1,8%	145 - 445	240	220 - 800	450	320 - 790	540
	2	Ost, Primera, Riffazies	9	5 - 86	38	sp		sp - <500	≪500	0,94 - 3%	2%	32 - 620	190	sp		/	
	1	Ost, Primera, Riffazies	3	31 - 37	33	sp - <5		500		0,35 - 0,65%	0,5%	25 - 114	67	sp - <50	≪50	/	
	2	Ost, Isidra, Schichterze innerhalb der Riffazies	2		20		15		900		0,45%		100		45	/	
Reocin	1		10	15 - 87	53	0 - 45	5	≪500 - 1000	650	1,85 - 8,7%	5,2%	51 - <1000	320	0 - 230	≪50	/	
B. SANCHEZ	1		3		sp	/		500 - 650	560	3,32 - 6,23%	4,8%	210 - 400	287	5 - 12	8	/	
Novales			<5	14 - 30	20	5 - 33	10	<500 - 1500	800	0,82 - 3,45%	2,3%	58 - 1000	650	sp - 160	50	/	
Puente Arce			2		45	/			500		4,3%		60		sp	/	

Die Spurenelemente wurden spektralanalytisch nach der bei I. FRUTH u. A. MAUCHER (1966) und I. FRUTH (1966) beschriebenen Methode bestimmt.

Die Zinkblenden wurden auf die Elemente V, Mn, Fe, Ni, Ga, Ge, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Hg, Tl untersucht. Die meist nur sporadisch auftretenden und nahe der Nachweisgrenze liegenden Elemente wie V, Ni, Ga, As, Mo, Sn, Sb ließen kein Ordnungsprinzip erkennen und wurden nicht aufgeführt. Tl konnte in keiner Probe nachgewiesen werden.

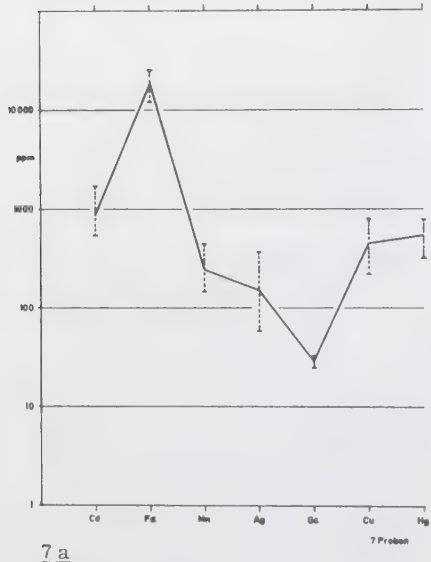
In Abb. 6 sind die Schwankungsbreiten und Durchschnittswerte der aus den verschiedenen Erzlagern und -horizonten gemessenen Proben aufgeführt. Dazu werden vergleichsweise drei Analysen aus Reocin (capa sur) angegeben, deren Werte einer freundlichen schriftlichen Mitteilung von Herrn B. SANCHEZ entnommen sind. Abb. 7 zeigt Verteilungskurven der Elemente innerhalb der Lagerstätten oder Erzhorizonte, wie sie bei I. FRUTH u. A. MAUCHER (1966) und I. FRUTH (1966) dargestellt wurden. Dabei sind auf der Abszisse die einzelnen Elemente, auf der Ordinate ihre Gehalte in ppm im logarithmischen Maßstab aufgetragen. Die gestrichelten Linien stellen die Schwankungsbreiten dar. Durch Verbinden der einzelnen Mittelwerte ergeben sich von den Gehaltsschwankungen der Lagerstätten, Erzlager oder -horizonte abhängige, mehr oder weniger charakteristische Kurven.

1.1. Untersuchte Spurenelemente

Mangan

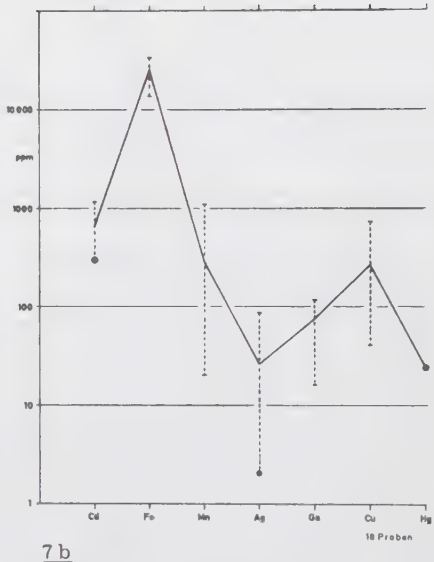
Die Mn-Gehalte schwanken zwischen 20 und über 1000 ppm; der Durchschnitt liegt bei 308 ppm. Eine Abhängigkeit der Mn-Konzentration vom Fe-Gehalt ist nicht zu erkennen. Nach J. RENTZSCH (1963) ist die Löslichkeit von MnS im ZnS temperaturabhängig. Innerhalb des mittleren Erzhorizontes des westlichen Grubenbereiches (La Cuerre) von La Florida ist festzustellen, daß der Mn-Gehalt der Erze, welche im untersten Bereich des Lagers hauptsächlich als Konkretionen und Breccien auftreten (ca. 900 ppm), sich von den überlagernden Lagen- und Fladenerzen (ca. 65 ppm) unterscheiden.

La Florida, Primera, Braña Escondida
oberer Erzhorizont
Bechenvererzung



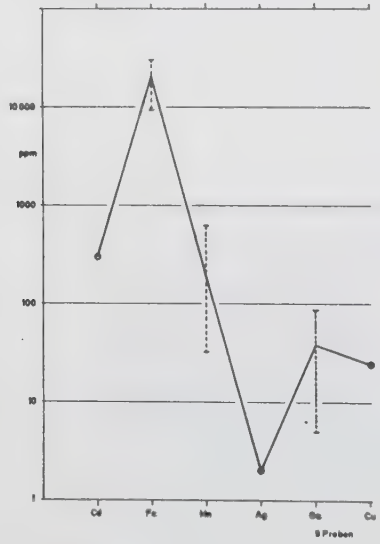
7 a

La Florida, La Cuerre
mittlerer Erzhorizont
Bechenvererzung



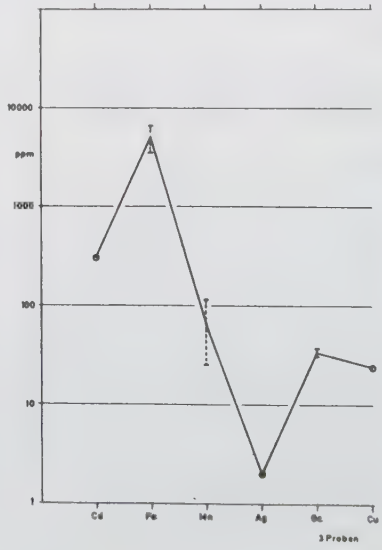
7 b

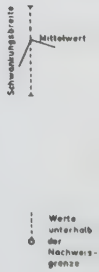
La Florida, Primera
mittlerer Erzhorizont
Riffvererzung



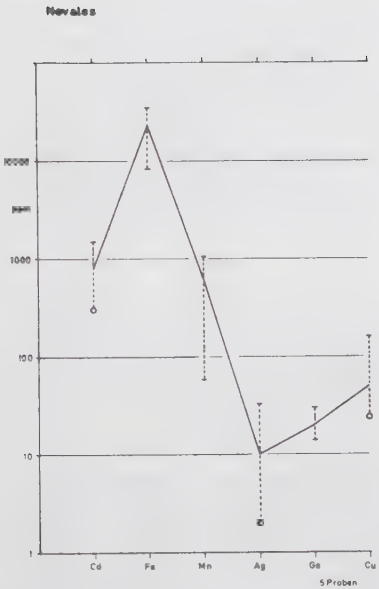
7 c

La Florida, Primera
unterer Erzhorizont
Riffvererzung

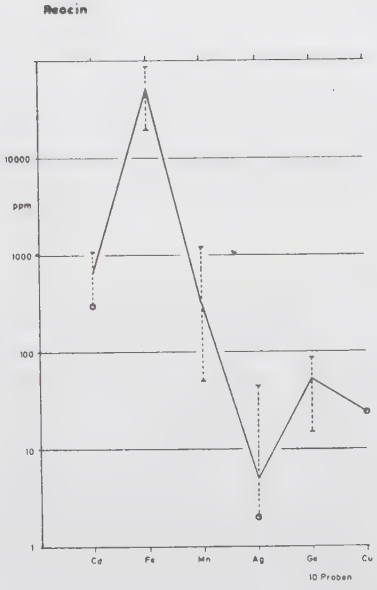




7 d



7 e



7 f

Abb. 7 Sammeldiagramme der Spurenelementgehalte von Zinkblenden einzelner Lagerstätten und Grubenbereiche

Silber

Die Ag-Gehalte schwanken zwischen 0 und 365 ppm. Sie liegen in den schon makroskopisch durch ihre hellbraune Farbe und ihre Feinkörnigkeit von Erzen anderer Lager oder Lagerstätten unterscheidbaren Zinkblenden des oberen Erzhorizontes des östlichen Grubenbereiches von La Florida mit einem Durchschnittswert von 150 ppm weit über den Gehalten anderer untersuchter Lagervererzungen. E. SCHROLL (1953) nimmt an, daß maximal 500 ppm Ag im ZnS-Gitter aufgenommen werden können.

Germanium

Die Ge-Gehalte zeigen geringe Schwankungen; sie liegen zwischen 5 und 118 ppm bei einem Gesamtdurchschnitt von 50 ppm. Anreicherung in Schalenblenden gegenüber anderen Erztypen wurde nicht festgestellt.

Quecksilber

Hg-Gehalte von 320 bis 790 ppm bei einem Durchschnitt von 540 ppm konnten nur im oberen Erzhorizont des östlichen Grubenbereiches in den hellbraunen, feingeschichteten und von allen anderen Erzen äußerlich unterscheidbaren Blenden nachgewiesen werden. Die übrigen untersuchten Erzlager sind vollkommen Hg-frei oder enthalten dieses Element nur in Spuren (mittlerer Erzhorizont des westlichen Grubenbereiches (La Cuerre)).

Cadmium

In der Zinkblende treten Cd-Gehalte von ca. 300 bis 870 ppm, bei einem Durchschnittsgehalt von etwa 700 ppm auf. Die geringen Schwankungen dieses Elementes sind nach A. MOOKHERJEE (1962) weniger durch das gleiche Angebot als vielmehr durch einen gedrückten Anreicherungsfaktor bei Anwesenheit von Cl^- bedingt. Über den Einbau von Cd als CdS herrscht in der Literatur Übereinstimmung.

Eisen

Fe-Gehalte von 0,35 bis über 8% wurden festgestellt. Der Durchschnittswert liegt bei 2,7%. Die Erze der Pyrit-reichen Lagerstätten von Reocin und Puente Arce unterscheiden sich durch höhere Fe-Gehalte deutlich von den Erzproben der Lagerstätte bei La Florida. Sicher liegen die meisten der bestimmten Fe-Gehalte wegen der Verunreinigung durch Pyrit oder

Markasit zu hoch; Pyritpunkthäufchen konnten in den meisten Anschliffen von Zinkblende nachgewiesen werden. Jedoch wurden in dunklen, zum Teil noch Wurtzit-führenden Bereichen von Schalenblenden mit Hilfe der Mikrosonde bis zu 10% FeS festgestellt (freundliche Mitteilung von Herrn Universitätsdozent Dr. KLEMM). Nach H. EHRENBERG (1931) fördert der Gehalt an isomorphem Fe im ZnS die Wurtzitbildung. Auf Grund des Nachweises von Wurtzit in den Erzen von La Florida und Reocin sowie von Pseudomorphosen der Zinkblende nach Wurtzit sind die gelegentlich hohen Fe-Gehalte nicht überraschend.

Kupfer

Die Cu-Gehalte schwanken zwischen Werten, die unter der Nachweisgrenze liegen und 800 ppm. Eine Probe aus dem westlichen Grubenbereich von La Florida weist mit 2700 ppm Cu einen Wert auf, der sicherlich durch Verunreinigung mit Kupferkies bedingt ist. Bei allen übrigen Werten sind Kupferkiesgehalte der Zinkblende auszuschließen. I. OFTEDAHL (1940) konnte in allen von ihm untersuchten Zinkblenden von über 1000 ppm Cu Einschlüsse von Kupferkies feststellen. Es fällt auf, daß in der Grube von La Florida die Erze, deren Nebengestein dicht ist und Schichtung oder Bankung zeigt, im Gegensatz zu den Zinkblenden der Riffazies wesentlich höhere Cu-Gehalte aufweisen.

1.2. Besprechung der Analyse

Das Verhalten der untersuchten Spurenelemente hat im großen und ganzen Ähnlichkeit mit dem der Zinkblenden anderer syngenetischer Blei-Zinklagerstätten, wie sie in den Nördlichen Kalkalpen, in den Bergamasker Alpen, im Nordwestbalkan und in der Mississippi-Valley-Provinz vorkommen.

Aus der Lagerstätte von La Florida zeigen die Elemente Hg, Cu und Ag deutliche Gehaltsunterschiede in Abhängigkeit von der Fazies der Nebengesteine. Die Zinkblenden der Riffazies enthalten diese Elemente nur in Spuren oder unterhalb der Nachweisgrenze. In den über den Riffen in flachen Becken zusammen mit geschichtetem Sediment abgelagerten Zinkblenden treten diese Elemente in weitaus größerer Anreicherung auf. Nach W.L. McINTIRE (1963) ist der Einbau von Spurenelementen in Trägersub-

stanzen nur von Druck und Temperatur und nicht von der Konzentration der Spurenkomponenten abhängig. Adsorptiv gebundene Elemente sind von dieser Regel auszuschließen. Die unterschiedlichen Elementgehalte der nordspanischen Blenden machen deutlich, daß die Fällungsbedingungen der Erze innerhalb der Riffe und Becken unterschiedlich gewesen sein müssen. Diese Abhängigkeit von der Fazies ist ein weiterer Beleg für die Syngenese von Erz und Nebengestein. Im Vergleich mit Angaben aus der Literatur sprechen die Spurenelementgehalte für eine niedrige Bildungstemperatur der Zinkblenden.

2. Schwefelisotopen-Untersuchungen

Das Schwefel-Isotopen-Verhältnis wurde an 67 Zinkblende-, 7 Pyrit-/Markasit- und 2 Bleiglanzproben, sowie an 6 Baryten bestimmt. Die Untersuchungen an Zinkblenden erfolgte in den meisten Fällen an dem Material, das auch für die Spurenanalysen Verwendung fand.

Die Messungen erfolgten im Zentrallaboratorium für die Geochemie der Isotope in Göttingen. Sie wurden an SO_2 mit einem Atlas CH4-Massenspektrometer durchgeführt. Präparation und Meßtechnik sind eingehend in K. v. GEHLEN et al. (1962), H. NIELSEN u. W. RICKE (1964) und W. RICKE (1964) beschrieben. Basiswert für die Isotopen-Verhältnisse ist der Troilit-Schwefel aus dem Cañon Diablo-Meteoriten mit $^{32}S/^{34}S=22{,}220$ (W.U. AULT u. M.L. JENSEN 1962), der ungefähr dem vermutlich irdischen Mittelwert entspricht. Der δ-Wert einer Probe gibt an, um wieviel Promille der Gehalt an "schwerem" Schwefel ^{34}S höher (positive δ-Werte) oder niedriger (negative δ-Werte) ist als im Meteoriten Standart.

2.1. Meßergebnisse

In Abb. 8 sind die gemessenen δ-Werte aufgeführt. Abb. 9 zeigt die graphische Darstellung der Werte der einzelnen Lagerstätten, Grubenbereiche und Erzhorizonte. Dabei entspricht jedes kleine Quadrat einem Meßwert. Die Zinkblenden ergaben δ-Werte von +16 bis -19,8, wobei jedoch 60 von 67 Proben positive Werte aufweisen; die Werte für Pyrit/Markasit streuen von +12,9 bis -1,1. Die beiden gemessenen Bleiglanzproben weisen die Werte +12,2 und +10,5 auf.

Abb. 8 $\delta^{34}S$-Meßwerte von Sulfiden und Sulfaten

Lagerstätte	Grubenbereich	Erzhorizont	Zent. Lab. Nummer	Zinkblende	$\delta^{34}S$ ‰ Bleiglanz	Pyrit/Mark.	Baryt
La Florida	West, La Cuerre	2	97131	+14,2			
			97132	+15,8			
			97133	+13,4			
			97134	+15,6	+11,2		
			97135	+15,6			
			97136	+15,2			
			97141	+12,3			
			97142	+ 9,2			
			97143	+13,2			
			97144			+12,9	
			97161	+ 9,9			
			97162	+12,8			
			97163	+13,1			
			97164	+14,2			
			97171	+15,2			
			97172	+16,0			
			97173	+15,7			
			97174	+14,4			
			97175	+13,8			
	Ost, Primera, Braña Escondida	3	97151	+11,2			
			97152	+11,0			
			97153	+12,9			
			97154	+11,2			+20,8
			97155	+11,1			+21,2
			97156				+20,0
			97157				+20,5
			97158				+19,3
			97159				+21,0

Abb. 8 (Fortsetzung)

Lagerstätte	Grubenbereich	Erzhorizont	Zent. Lab. Nummer	Zinkblende	$\delta^{34}S$ ‰ Bleiglanz	Pyrit/Mark.
La Florida	Ost, Primera	2	97121	+14,4	+10,5	+11,1
			97122	+14,4		
			97123	+14,3		
			97124	+14,3		
			97125	+14,5		
			97127	+15,3		
			97128	+14,4		
			97129	+15,6		
	Ost, Primera	1	97241	+14,5		
			97242	+14,4		
			97243	+14,3		
Reocin			97181	+ 6,8		
			97182	+ 8,2		
			97183	+ 7,1		
			97184	+ 7,2		
			97185	+ 8,9		
			97186	+ 8,5		
			97187	+ 6,1		
			97188	+ 6,9		
			97189	+ 7,0		
			97191	+ 7,8		
			97192	+ 6,6		
			97193	+ 4,7		
			97194			+ 3,5
			97195			+ 6,6
			97196			+ 3,1
			97251	+ 7,9		

Abb. 8 (Fortsetzung)

Lagerstätte	Zent. Lab. Nummer	Zinkblende	$\delta^{34}S$ ‰	Pyrit/Mark.
Novales	97201	+11,0		
	97202	-15,3		
	97203	+ 8,2		
	97204	-13,4		
	97205	-19,8		
Oreña	97211	+ 6,1		
Puente Arce	97221	+ 9,8		+ 5,4
	97222			- 1,1
	97223	+ 9,6		
Aliva, Picos de Europa (Karbonkalk)	97232	+ 8,3		
	97233	+11,7		
	97234	+11,7		
	97235	- 0,6		
	97236	+ 1,3		
	97237	+ 1,2		
	97281	+ 0,3		
	97282	- 0,2		
	97283	- 0,5		
	97284	- 0,7		
	97285	+ 1,8		
	97286	+ 1,8		

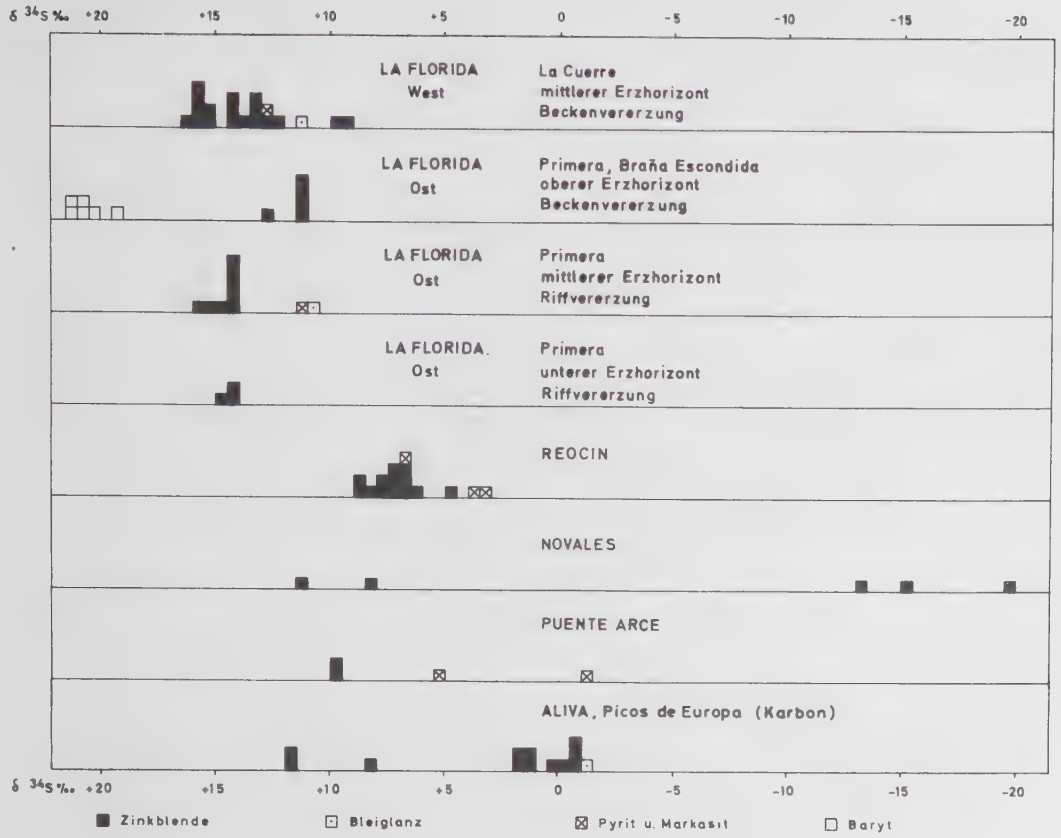


Abb. 9 Graphische Darstellung der Meßergebnisse

Die Sulfide der einzelnen Lagerstätten untereinander lassen häufig deutliche δ-Wert-Unterschiede erkennen; z.B. liegt der Zinkblende-Durchschnittswert der Lagerstätte von La Florida mit +13,75 $\delta^{34}S$ um über 6,5‰ höher als der Mittelwert der aus der Lagerstätten bei Reocin gemessenen Blenden (Durchschnitt +7,2 $\delta^{34}S$), wobei die δ-Werte der Sulfide der einen Lagerstätte nicht im Streubereich der anderen liegen. Innerhalb der Lagerstätte von La Florida ist festzustellen, daß im 2. Erzhorizont die Schwefelisotopen-Verhältnisse von Zinkblenden der Riffazies weniger streuen als die der Beckenfazies. Die Vererzung der Beckenfazies des oberen Erzhorizontes zeigt eine deutliche Abnahme der δ-Werte im Vergleich zu Erzen der Beckenfazies des 2. Erzhorizontes.

Bei jeweils aus einem Handstück gemessenen, verschiedenen Sulfiden zeigt die Zinkblende höhere Werte als Bleiglanz und Pyrit/Markasit.

Differenzen bis 2,4‰ konnten aus Lagen einzelner Schalenblenden festgestellt werden.

Die Sulfid-δ-Werte der Zinkblende aus dem Kohlenkalk der Picos de Europa streuen innerhalb der Lagerstätte bei Aliva von +11,5 bis -0,7. Es fällt auf, daß die dunklen, feinkörnigen, innerhalb dieser Lagerstätte äußerst selten auftretenden Zinkblenden die hohen δ-Werte aufweisen, während die Honigblenden ungefähr bei δ=0 liegen.

Die δ-Werte der schichtgebundenen Baryte aus dem oberen Erzlager des östlichen Grubenbereiches von La Florida weisen bei einem Mittelwert von +20,48 $\delta^{34}S$ einen sehr geringen Streubereich auf.

3. Herkunft der Metallionen und des Schwefels

Bei der Fällung der syngenetisch entstandenen Erze erhebt sich die Frage nach der Herkunft der Metallionen und des Schwefels. Folgende Möglichkeiten kommen dabei in Betracht:

a. Vulkanisch

1. Die Metallionen gelangten bereits als Sulfide vulkanisch-exhalativ oder hydrothermal ins Meer.
2. Die vulkanisch zugeführten Metallionen wurden erst durch bakteriell gebildeten Schwefelwasserstoff gefällt.

b. Zufuhr aus den Hochgebieten

1. Klastisch unter direktem Absatz oder Auflösung und erneuter Fällung im Meer.
2. Zufuhr aus Verwitterungslösungen, die entweder aus Sulfaten oder Carbonaten bestehen, wobei die Sulfate zu Sulfiden reduziert, die Carbonate in Sulfide umgewandelt wurden; der Schwefel könnte also aus den "alten" Lagerstätten stammen oder aus dem marinen Bereich, wo er mit den Metallionen der Verwitterungslösungen in Reaktion trat.
3. Solemobilisierung aus Salzlagerstätten und Aufnahme der Metallionen in Cl-Komplexsalzen aus alten Lagerstätten oder durchströmten Gesteinen.

c. Gemischt, durch Einwirkung vulkanogenen Schwefelwasserstoffs auf Metallionen des Verwitterungsbereiches.

Die Möglichkeiten a und c scheiden mit ziemlicher Sicherheit aus, da im Arbeitsgebiet keinerlei Zeichen vulkanischer Tätigkeit im betreffenden Zeitabschnitt nachgewiesen werden konnten. Auch die Schwefelisotopen-Verhältnisse sprechen gegen eine vulkanische Herkunft des Schwefels.

Für die Bildung der Lagerstätten durch Abtrag "alter" Erzvorkommen (Möglichkeit b) sind Hinweise gegeben. In den Karbonkalken der Picos de Europa sind syngenetische Blei-Zinklagerstätten mit synsedimentären Reliktgefügen im Bereich der dunklen, feinkörnigen Zinkblenden anzutreffen. Die Erzmenge der Lagerstätten im oberen Apt könnte leicht aus der Abtragung von Blei-Zinkvorkommen des Picostyps abgeleitet werden.

Eine klastische Erzzufuhr kommt auf Grund der untersuchten Erzgefüge nicht in Frage. Eine Auflösung des Metallgehaltes und erneute Fällung im Oberaptmeer kann die sehr unterschiedlichen Sulfid-δ-Werte innerhalb der einzelnen Lagerstätten nicht erklären. Die Möglichkeit b1 ist ebenfalls auszuschließen.

Eine Deutung können die Schwefelisotopen-Verhältnisse jedoch durch die Möglichkeit b2 und b3 erfahren. Bei b3 könnte die zur Auflösung und zum Transport der Erze alter Lagerstätten nötige Sole aus den mächtigen Evaporiten des Keupers mobilisiert worden sein.

Zur Fällung gelangten die Metallionen durch Schwefelwasserstoff, der durch sulfatreduzierende Bakterien erzeugt wurde. Besonders in den beim Einsetzen der Metallzufuhr partiell abgestorbenen, kavernösen Riffen von La Florida und in den Becken über den Riffen konnte sich eine rege bakterielle Tätigkeit bei stagnierendem Wasser entfalten. Dabei sind die innerhalb der Lagerstätte von La Florida auftretenden geringen Unterschiede in der Schwefelisotopen-Verteilung von der Paläogeographie abhängig. Innerhalb der Riffe des 1. und 2. Erzhorizontes konnte bei konstant reduzierend-stagnierendem Milieu einheitlich schwerer Sulfidschwefel entstehen; im Becken von La Cuerre waren während der 2. Erzförderperiode die Verhältnisse nicht so gleichmäßig, was in etwas größeren Streuungen der δ-Werte zum Ausdruck kommt. Auch die Form der Becken scheint auf die Schwefelisotopen-Verteilung Einfluß gehabt zu haben. In dem tieferen und auch wohl vom Zufluß frischen Meerwassers stärker abgeschnittenen Becken von La Cuerre sind die δ-Werte innerhalb des 2. Erzhorizontes höher als in dem flachen Becken des östlichen Grubenbereiches, das die 3. Erzzufuhr aufnahm und neben Zinkblende noch Baryt führt. Der Verteilungsfaktor zwischen dem Sulfid aus den Zinkblenden und dem Sulfat aus dem Baryt beträgt 1,0073. Als Fraktionierungsfaktor bedeutet dieser Wert recht günstige Lebensbedingungen für Bakterien.

Die deutlichen δ-Wert-Unterschiede zwischen den Erzen von La Florida und Reocin finden ebenfalls im unterschiedlichen Milieu des Sedimentationsraumes ihre Erklärung, welches durch verschiedenartige Ablagerungsverhältnisse bedingt ist. In Reocin war ein etwas erhöhter Austausch mit frischem Meerwasser im Ablagerungsraum möglich, was sicherlich die Verschiebung der Sulfid-δ-Werte zur leichteren Seite hin bewirkt hat.

Sehr unterschiedliche Ablagerungsverhältnisse sind innerhalb der Lagerstätte von Novales auf Grund der stark streuenden und zum Teil sehr niedrigen δ-Werte anzunehmen.

Die Entscheidung, ob die Zufuhr von Verwitterungslösungen oder ob Salzmobilisierung der Triasevaporite zur Bildung der Lagerstätten im oberen Apt führten, kann nicht getroffen werden.

Über die Zusammensetzung des Ausgangsschwefels kann nur wenig ausgesagt werden. Neben dem Schwefel aus dem Meerwassersulfat kann der

Schwefel auch aus den abgetragenen Lagerstätten des Karbon stammen. Bei Annahme des Erztransportes durch Sole der Triassalze haben die Sulfate der Salzlösungen selbst die Zusammensetzung des Ausgangsschwefels beeinflußt.

Die δ-Unterschiede zwischen Zinkblende und Bleiglanz werden auch bei anderen Lagerstätten gleichen oder ähnlichen Typs beobachtet. Die festgestellte δ-Differenz von ungefähr 4‰ entspricht dem Erfahrungswert bei Abscheidung im tiefthermalen Bereich.

Die Abhängigkeit der Schwefelisotopen-Verhältnisse von dem Milieu des Erzablagerungsraumes stellt einen weiteren Hinweis auf die Syngenese von Erz und Nebengestein dar.

VIII. Bemerkungen zu einigen genetischen Folgerungen G. MONSEURs (1966, 1967)

G. MONSEUR hat sich 1966 und 1967 für eine syngenetische Entstehung der Lagerstätten südwestlich von Santander ausgesprochen. Dennoch führt er noch einige Argumente an, die für eine epigenetisch-hydrothermale Lagerstättenbildung sprächen (s. S. 5). Darauf soll im Folgenden kurz eingegangen werden.

1. Die texturell und strukturell sehr unterschiedlichen Nebengesteine der Erze sprechen keinesfalls für Epigenese. Eine Erklärung finden die verschiedenen Nebengesteinstypen in den faziell unterschiedlichen Ablagerungsräumen. Bei La Florida kamen z.B. die Erze einerseits innerhalb der Riffe, andererseits zusammen mit geschichtetem Sediment in Becken über den Riffen zur Ablagerung. Selbst in den dolomitischen Beckensedimenten sind horizontale und vertikale Veränderungen festzustellen, die durch Riffschutteinschwemmungen, Lignit- und Toneinlagerungen, subaquatische Rutschungen usw. hervorgerufen wurden. Auch während der Diagenese kam es durch mehr oder weniger intensive Sammelkristallisation zu unterschiedlich ausgebildeten Dolomiten.

2. Die Vererzungen von Störungen und deren wiederholtes Aufreißen belegen nicht die epigenetisch-hydrothermale Entstehung der Erzlager.

Tektonische Beanspruchung und Mobilisation aus den schichtkonkordanten Erzkörpern sind für diese diskordanten Vererzungen verantwortlich (s. S. 12).

3. Die beträchtliche Mächtigkeit der Erzlager von Reocin ist kein Beleg gegen Syngenese. Es sei auf einige, synsedimentäre Lagerstätten mit teilweise noch größerer Erzmächtigkeit wie Meggen, Rammelsberg, Gorno, Tennessee oder Mississippi Valley hingewiesen.

4. Daß die zentrale Zone der Lagerstätte von Reocin reicher an Zinkblende und Bleiglanz ist, während die Randzonen mehr Eisensulfid aufweisen, spricht nicht für epigenetisch-hydrothermale Entstehung der Lagerstätte. Nach G. MONSEUR (1967) ist die Vererzung der zentralen Zone der Lagerstätte an Riffe gebunden. In den randlichen Bereichen sind die Nebengesteine als Orbitolinen führende Ablagerungen ausgebildet. Dies deutet darauf hin, daß die Erzverteilung von der Paläogeographie abhängig ist. Die lithologischen Unterschiede zwischen Riffablagerungen und den Sedimenten seitlich der Riffe erklären die Erzverteilung. Diese Faziesabhängigkeit stellt einen zwingenden Beleg für die Gleichzeitigkeit des Absatzes von Erz und Nebengestein dar.

IX. Zusammenfassung

In Nordspanien treten W und SW von Santander in einem ca. 50 km langen und 15 km breiten Küstenstreifen schichtgebundene Blei-Zinkvererzungen auf, welche an Dolomite des oberen Apt gebunden sind.

In der eingehend bearbeiteten Grube von La Florida treten zwei Typen von Erzkörpern auf. Der eine Typ ist schlauchförmig in die Länge gezogen und führt Imprägnationserze, der andere ist linsig-plattig und enthält vorwiegend schichtige Vererzung. Das Nebengestein der schlauchförmigen Erzkörper ist poröser Riffdolomit, das der linsig-plattigen Erzlager ist grobgebankt bis feingeschichtet und ebenfalls dolomitisch.

Neben den bisher aus den Lagerstätten bekannten Erzmineralien wurden Wurtzit aus den Lagerstätten von La Florida und Reocin und Kupferkies aus der Lagerstätte von La Florida erstmalig beschrieben.

Gefügebilder verschiedener Erztypen mit Merkmalen eindeutig sedimentärer und paradiagenetischer Entstehung wurden ausführlich besprochen.

Im paläogeographischen Entwicklungsabschnitt während der Lagerstättenbildung wurde der Meeresboden von großflächigem, jedoch niedrigem Riffwachstum beherrscht. Bei La Florida kamen die Erze einerseits innerhalb des porösen Riffgesteins, andererseits in flachen Becken über den Riffen zur Ablagerung. Die Form der seichten Becken wurde durch das Relief der Riffe geprägt. Die Erze treten in drei stratigraphischen Horizonten auf. Zur Zeit der 1. Erzzufuhr kamen die Metalle nur innerhalb von Riffen, während der 2. Förderperiode sowohl in Riffen wie in Becken und bei der 3. Erzlieferung nur als Beckensedimente zur Ablagerung.

Die Vererzung tektonischer Trennflächen tritt nur dort auf, wo die Lagervererzung geschnitten wird, und ist in allen Fällen von der Lagervererzung als Folge hydatogenen Lösungsumsatzes herzuleiten.

Die Spurenelementanalysen der Zinkblenden zeigen, daß die Elemente Hg, Cu und Ag in Abhängigkeit von Riff- und Beckenfazies von La Florida sich unterschiedlich verhalten. In der Riffazies kommen diese Elemente nur in Spuren oder unterhalb der Nachweisgrenze vor, während sie in der Bekkenfazies in deutlich größerer Anreicherung auftreten.

Für eine submarin vulkanische Entstehung der Lagerstätten liegen keine Hinweise vor. Es liegt nahe, die Metallgehalte aus der Abtragung älterer Blei-Zinklagerstätten des "Picos de Europa"-Typs aus dem Karbonkalk der Umgebung herzuleiten. Die Frage, ob es sich dabei um die Zufuhr in Verwitterungslösungen oder um Auslaugung und Transport durch mobilisierte Sole der nahegelegenen Triassalze handelt, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Die Schwefelisotopen-Verhältnisse lassen beide Deutungen zu. Sie sind deutlich abhängig vom Milieu des Erzablagerungsraumes. Innerhalb der Riffe und Becken von La Florida bildeten sich im stark stagnierend-reduzierenden Milieu durch Bakterientätigkeit Sulfide mit sehr hohem Anteil an ^{34}S. Bei Reocin war der Ablagerungsraum der Erze nicht so stark vom Zufluß frischen Meerwassers abgeschlossen, was zu niedrigeren Sulfid-δ-Werten führte.

Literaturverzeichnis

ALDERMAN, A.R.: Dolomitic sediments and their environment in the South-East of South Australia. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 29, 1355-1365, 1965.

AMSTUTZ, G.C.: Syngenese und Epigenese in Petrographie und Lagerstättenkunde. - Schweiz. Miner. Petr. Mitt. 39, 1-84, 1959.

" Bemerkungen zur Genese von kongruenten Blei-Zinklagerstätten in Sedimenten. Ber. Geol. Ges. Berlin, Sonderheft, 1, 1959.

AMSTUTZ, G.D., RAMDOHR, P., EL BAZ, F. u. PARK, W.C.: Diagenetic behaviour of sulfides. In: AMSTUTZ, G.C. (Editor), Sedimentology and Ore Genesis. Elsevier, Amsterdam, 65-90, 1964.

AMSTUTZ, G.C. u. BUBENICEK, L.: Diagenesis in sedimentary mineral deposits. - Developm. in Sedimentology, 8, Elsevier, Publ. Co, Amsterdam, 417-475, 1967.

ANGER, G., NIELSEN, H., PUCHELT, H. u. RICKE, W.: Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). Econ. Geol. 61, 511-536, 1966.

AULT, W.U. u. KULP, J.L.: Isotopic geochemistry of sulfur. - Geochim. et Cosmochim. Acta 16, 201-235, 1959.

AULT, W.U. u. JENSEN, M.L.: Summary of sulfur isotopic standards: Biogeochemistry of sulfur isotopes. Symp. Yale, (ed. JENSEN, M.L.), 16-29, 1962.

BLÜMEL, G.F.: Die Blei-Zinklagerstätte von Ortakonus/Anamur (Türkei) und ihr geologischer Rahmen. - Diss. 60 S., Universität München 1965.

BERNAUER, F.: Die Kolloidchemie als Hilfswissenschaft der Mineralogie und Lagerstättenlehre und ihre Anwendung auf die metasomatischen Blei-Zinklagerstätten. - Verlag Borntraeger, 83 S., Berlin 1924.

BORCHERT, H.: Neuere geochemische Untersuchungen von Blei und Zink in lagerstättenkundlicher Sicht. - Z. dt. geol. Ges., 110, 450-473, Hannover 1958.

BUSCHENDORF, F., NIELSEN, H., PUCHELT, H. u. RICKE, W.: Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrit-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und an verschiedenen Devon-Evaporiten. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, 501-523, 1963.

CRAIG, H.: Isotopic composition of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. - Science 154, 1544-1548, 1966.

DANA, D.J.: The system of Mineralogy. 112 S., New York (Wiley) 1951.

EHRENBERG, H.: Der Aufbau der Schalenblenden der Aachener Bleizinklagerstätten und der Einfluß ihres Eisengehaltes auf die Mineralbildung. - N. Jb. Mineral. usw. 62, Beil. Bd. A (Festband Brauns), 397-422, Stuttgart 1931.

EHRENBERG, H., PILGER, A. u. SCHRÖDER, F.: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). - Beih. Geol. Jb., Monogr. 7, 352 S., Hannover 1954.

FRUTH, I.: Spurengehalte der Zinkblenden verschiedener Pb-Zn-Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen. - Chemie der Erde, 25, 101-125, 1966.

FRUTH, I. u. MAUCHER, A.: Spurenelemente und Schwefelisotope in Zinkblenden der Blei-Zink-Lagerstätte Gorno/Bergamasker Alpen. - Mineralium Deposita 1, 238-250, 1966.

GEHLEN, K. v., NIELSEN, H., RICKE, W.: S-Isotopen-Verhältnisse in Baryt und Sulfiden aus hydrothermalen Gängen im Schwarzwald und jüngeren Barytgängen in Süddeutschland und ihre genetische Bedeutung. - Geochim. et Cosmochim. Acta 26, 1189-1207, 1962.

HARTMANN, M. u. NIELSEN, H.: Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II Deep (Red Sea). - Marine Geol. 4, 305-306, Amsterdam 1966.

HEGEMANN, F.: Geochemische Untersuchungen zur Entstehung der alpinen Blei-Zinklagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen. Berg- u. Hüttenm. Mh. 102, 233-234, Wien 1957.

" Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen, II. Teil: Blei-Zinklagerstätten. - Erzmetall, 13, 79-84 und 122-127, Stuttgart 1960.

HOLSER, W.T. u. KAPLAN, I.R.: Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. - Chem. Geol. 1, 93-135, 1966.

KARRENBERG, H.: Die postvariscische Entwicklung des kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. III, 11, 104 S., Göttingen 1934.

KRAUME, E.: Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. - Beih. Geol. Jb. Monographie 4, 394 S., Hannover 1955.

LOTZE, F.: Einige Probleme der Iberischen Meseta. - Geotekton. Forsch. 6, 1-11, Berlin 1945.

MANGIN, J.P. u. RAT, P.: L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne). - Mem. Soc. Géol. France (Fallot-Gedenkschrift I), 335-349, Paris 1960-62.

MAUCHER, A.: Zur "alpinen Metallogenese" in den bayerischen Kalkalpen zwischen Loisach und Salzach. - Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. 4, 454-463, Wien 1954.

" Die Deutung des primären Stoffbestandes der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten als syngenetisch-sedimentäre Bildung. Berg- u. Hüttenm. Mh. 102, 226-229, Wien 1957.

MAUCHER, A. u. SCHNEIDER, H.J. (Redakteure): Entstehung von Blei-Zinklagerstätten in Karbonatgesteinen. - Berg- u. Hüttenm. Mh. 102, 225-256, Wien 1957.

MAUCHER, A., SCHULTZE-WESTRUM, H.H., ZANKL, H.: Geologisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge. - Bay. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. Abh. N.F., 109, 97 S., München 1962.

McINTIRE, W.L.: Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, 1209-1264, 1963.

MENGAUD, L.: Recherches géologiques dans la région cantabrique. - Thése inaug., 370 S., Toulouse, 1920.

MILLER, A.R., DENSMORE, C.D., DEGENS, E.T., HATHAWAY, J.C., MANHEIM, F.T., McFARLIN, P.F., POCKLINGTON, R. u. JOKELA, A.: Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 30, 341-359, 1966.

MONSEUR, G.: Etude métallogénique du sector central du gisement de zinc de Reocin (province de Santander, Espagne). - Ann. Soc. Géol. Belg., 85, mém. 1, 70 S., Liège 1962.

" Contribution à 1' étude sédimentologique et génétique du gisement plombo-zinkifère de Reocin (Espagne). Acad. Roy. Sc. Outre-Mer, 87 S., Bruxelles 1966.

" Synthese des connaissances actuelles sur le gisement stratiforme de Reocin (Province de Santander-Espagne). - Symp. Econ. Geol., Mon. 3, 278-293, New York 1967.

MOOKHERJEE, A.: Certain aspects of the geochemistry of cadmium. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 26, 351-360, 1962.

MÜLLER, G.H., NIELSEN, H. u. RICKE, W.: Schwefel-Isotopen-Verhältnisse in Formationswässern und Evaporiten Nord- und Süddeutschlands. Chem. Geol. 1, 211-220, 1966.

NAKAI, N. u. JENSEN, M.L.: The kinetic isotope effect in the bakterial reduktion and oxydation of sulfur. - Geochim. et Cosmochim. Acta. 28, 1893-1912, 1964.

NIELSEN, H.: Schwefelisotope im marinen Kreislauf und das $\delta^{34}S$ der früheren Meere. - Geol. Rdsch. 55, 160-172, Stuttgart 1965.

NIELSEN, H. u. RICKE, W.: Schwefelisotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland; ein Beitrag zur Kenntnis von ^{34}S im Meerwasser-Sulfat. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, 577-591, 1964.

OFTEDAL, I.: Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer Blei-Zinkerzlagerstätten. - Norsk. Videnskap. Akad. Skrifter, math.-nat. Kl., 8, 103 S., 1940.

PETRASCHECK, W.: Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zinklagerstätten. - Berg- u. Hüttenm. Mh. 102, 229-233, Wien 1957.

PINEDA, F.: Monografía sobre el yacimiento de Reocin. - Unveröff. Bericht, Reocin 1958.

RAMDOHR, P.: Erzmineralien und ihre Verwachsungen. - Akademie-Verlag, 1089 S., Berlin 1960.

RAT, P.: Les Pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). - Thèse Fac. Sciences Dijon et Publ. 18, 525 S., Univ. Dijon 1959.

RENTZSCH, J.: Zur Entstehung der Blei-Zink-Kupfer-Lagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen des Nordwestbalkan. - Freib. Forsch.-H., C 166, 100 S., Berlin 1963.

RICKE, W.: Präparation von Schwefeldioxid zur massenspektrometrischen Bestimmung des Schwefel-Isotopen-Verhältnisses S^{32}/S^{34} in natürlichen Schwefelverbindungen. - Ztschr. analyt. Chemie. 199, 401-413, 1964.

RIOS, J.M.: Estudio geológico de la zona Reocin-Oreña (Santander). - unveröff. Ber. 1959.

RIOS, J.M. u. ALMELA, A.: Estudio geológico-minero de la zona dolomitica de Udias. - unveröff. Ber. 1957.

ROUVIER, H.: Sulfures et régime hydrodynamique du milieu des sédimentation. Exemple tunesien: Le minerai de plomb du Koudiat Safra. - Mineralium deposita 2, 38-43, 1967.

SANCHEZ, B.: Corte estratigráfico de la parte central del criadero de Reocin. - unveröff. Reocin 1960/63.

" Informe sobre las Dolomias de Reocin. - Unveröff. Ber., 20 S., Reocin 1964.

" Estudio sobre el yacimiento de Reocin. - unveröff. Ber., 60 S., Reocin 1964.

SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. - Min. u. Petr. Mitt. Nr. 48, Leipzig 1936.

SCHNEIDER, H.J.: Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayerischen Kalkalpen östlich der Loisach. - Unveröff. Dissertation, 131 S., Universität München 1953.

" Die sedimentäre Bildung von Flußspat im Oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. - Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., N.F., 66, 37 S., München 1954.

" Fazies Differentiation and Controlling Factors for the Depositional Lead-Zink Concentration in the Eastern Alps. - Developments in Sedimentology, 2, 29-45, edited by AMSTUTZ G.C., Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-London-New York 1964.

SCHROLL, E.: Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. - Sb. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. I, 305-332, Wien 1953.

" Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil I. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., SH 3, 83 S., Wien 1954.

SCHULZ, O.: Beiträge zur Kenntnis der Raibler Dolomit-Vererzung. Grube Max in Kreuth. - Österr. Akad. Wiss., Anz. Math.-nat. Kl. 15, 181-185, Wien 1956.

" Beispiele für synsedimentäre Vererzungen und paradiagenetische Formungen im älteren Wettersteindolomit von Bleiberg-Kreuth. - Berg- u. Hüttenm. Mh. 105, 1-11, Wien 1960.

STORR, J.F.: Ecology and Oceanography of the Coral-Reef Tract. Abaco Island, Bahamas. - Spez. Pap. Geol. Soc. Am., 79, 98 S., New York 1964.

TAUPITZ, K.C.: Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typs "Bleiberg". - Erzmetall 7, 343-349, Stuttgart 1954.

VACHÉ, R.: Feinstratigraphische Untersuchungen an den erzführenden Schichten der Lagerstätte von Gorno (Bergamasker Alpen). 88 S., Diss. München 1962.

VERDEJO, J.M. u. SANCHEZ, B.: Estudio geológico de la cuenca cretácico-tertiaria de la zona minera de La Florida. - unveröff. Ber. 61 S, 1962.

" Mina "La Cuerre". Observaciones sobre "La Cuerre". - unveröff. Ber. 1965.

Tafel 1

Fig. 1 Eine in Schalenblendemassen (Schb.) eingetiefte Erosionsrinne wurde mit Dolomitpelit und Markasit weitgehend ausgefüllt. Darüber folgen Zinkblendefeinschichten, welche am Rande der noch nicht vollständig ausgefüllten Hohlform ausspitzen. Durch Synärese kam es innerhalb der Feinerzlagen zu Schrumpfungen, welche im Feinbereich die Lagengrenzen leicht verwischen können. Diagenetisch erfolgte noch Kornwachstum im Dolomit (D), sowie das Sprossen von groben Markasitkristallen (M). (Reocin, Capa Sur, Rampa 60).

Fig. 2 Auf gradierten Dolomitfeinlagen, welche am rechten Bildrand geringere Mächtigkeit als am linken Bildrand zeigen, folgen zwei jeweils einige mm-dicke, in sich feingeschichtete Zinkblendelagen, die bereits diagenetisch verfestigt waren, als sie bei suaquatischen Bewegungen zerbrochen wurden und mit auflagerndem, einige cm dickem, unverfestigtem Dolomitsediment gemeinsam ins Rutschen kamen.
(La Florida, La Cuerre, Rampa 3).

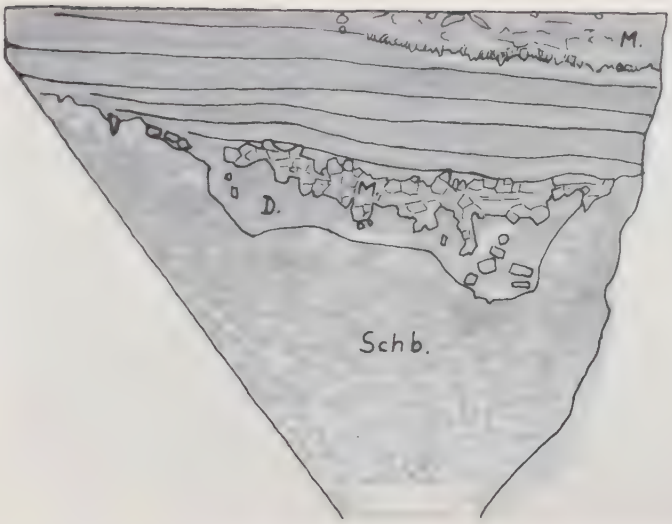


Fig. 1

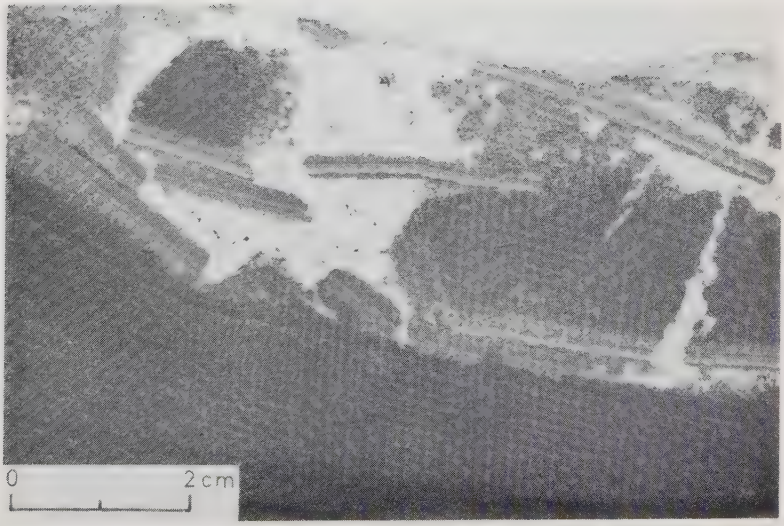


Fig. 2

Tafel 2

Fig. 3 Mehrere Zinkblendelagen (helleres Grau) wurden gemeinsam paradiagenetisch zerbrochen. Während dieses Vorgangs war die dolomitische Grundmasse (dunkleres Grau) noch unverfestigt und konnte die entstandenen Hohlräume größtenteils ausfüllen (Inhomogenitätsbreccie im Sinne von B. SANDER 1936). Der weiße Dolomitspat ist postdiagenetischer Entstehung. (La Florida, Primera, oberer Erzhorizont).

Fig. 4 Das mm-rhythmisch feingeschichtete, fast karbonatfreie, diagenetisch weitgehend verfestigte Zinkerz zeigt paradiagenetische Verbiegungen und Zerbrechungen. Die dabei entstandenen Hohlräume wurden teils postdiagenetisch mit Dolomitspat (weiß) gefüllt, größtenteils blieben sie bis heute erhalten (schwarze Flächen auf Deckblatt). (Reocin Zanjon).

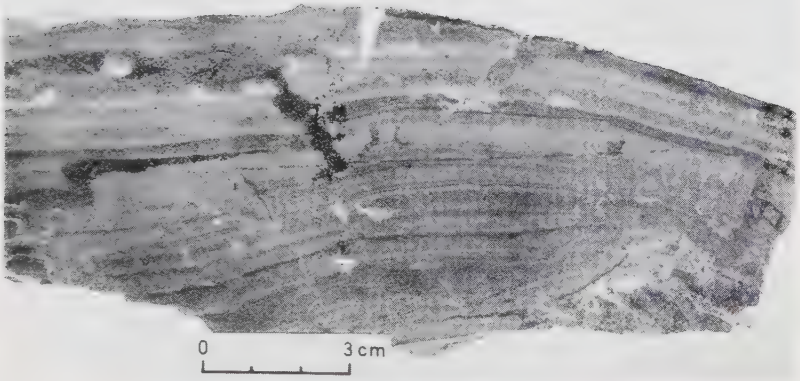


Fig. 3

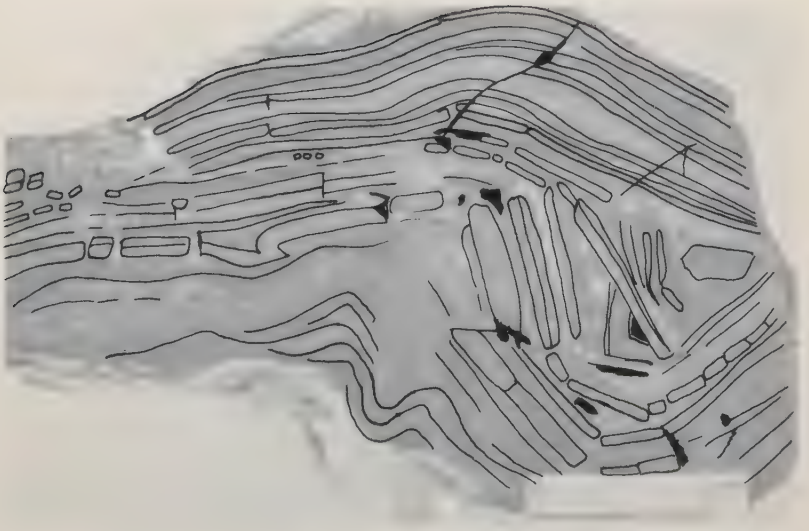
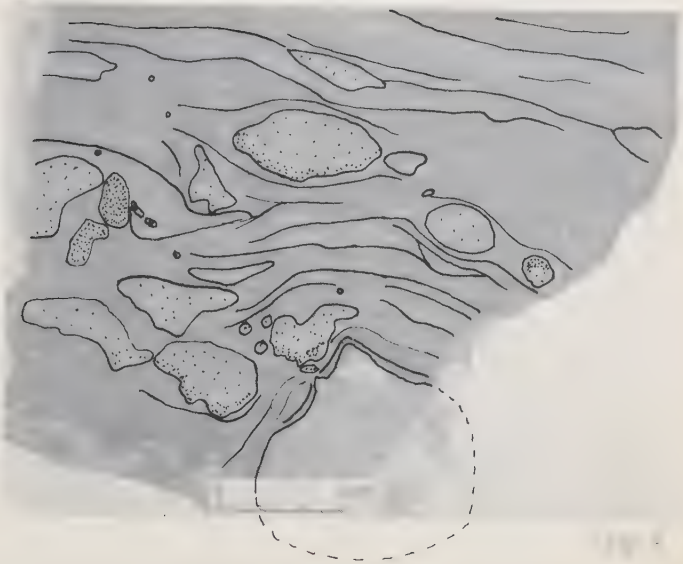


Fig. 4

Fig. 5 Aufgearbeitete und resedimentierte Brocken von Zinkblende und mit Zinkblende imprägniertem Dolomit liegen in einer feingeschichteten, mit Zinkblendekörnern imprägnierten, dolomitischen Grundmasse. Die Feinschichtung ist durch Lignit- und Tonhäutchen (schwarz) hervorgerufen. Einige der Komponenten lassen Zinkblendeanreicherung in ihrem unteren Abschnitt erkennen und zeigen, daß sie mit ihrem Zinkblende-reichsten und somit schwersten Teil in das noch plastische Sediment als "load casts" einsanken. Polare Überlagerung der resedimentierten Komponenten durch Dolomitlagen ist zu erkennen. (La Florida, Primera, oberes Erzlager).

Fig. 6 Auf einer dunklen Zinkblende (Bild ganz unten) lagert eine sehr helle, in sich lagig gegliederte Zinkblendekruste, die paradiagenetisch sehr stark gestaucht und zerbrochen wurde. Darüber folgen Schalenblendekrusten mit gelegentlich Bleiglanzkörnern im Innern. Diese Schalenblendekrusten werden von Feinschichterzen (Bild Mitte dunkel), welche sich der Oberfläche der Schalenblende anschmiegen, geopetal überlagert. Dies spricht für Schalenblendebildung an freier Sedimentationsoberfläche. Darüber folgt wieder ein in sich feingeschichtetes Bank mit heller Zinkblende, die in ihrem unteren Abschnitt reichlich von Bleiglanz durchsetzt ist. Das helle Zinkblendeband ist diagenetisch zerbrochen und lokal in das unterliegende Sediment eingedrückt worden (unmittelbar rechts der Bildmitte). Im Hangenden der hellen Zinkblendelage tritt stark mit Erz imprägnierter Dolomit auf. (Reocin, Zanjon, Capa Sur.)



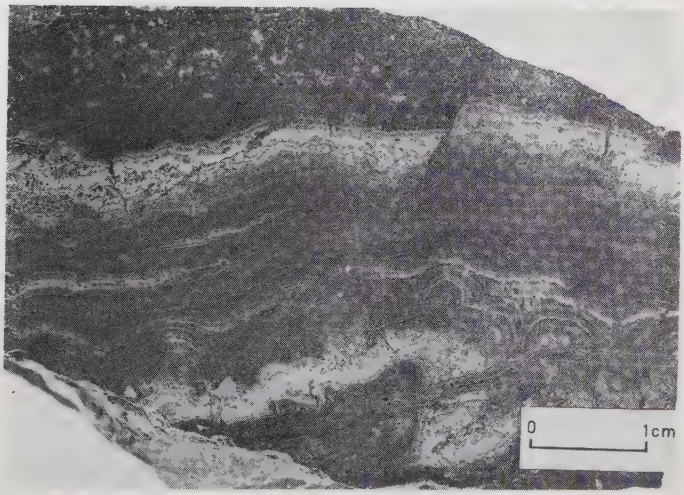


Fig. 6

Fig. 9 Eine Fladenerzlage (links oben) wurde in das unterlagernde Sediment eingesenkt. Dabei wurden zwei dünne, bereits diagenetisch verfestigte Erzschichten zerbrochen und ihre Fragmente nach unten gedrückt, während der undeutlich geschichtete Dolomit noch unverfestigt war und auf die Beanspruchung durch Eindellung reagierte. (La Florida, La Cuerre, 5. Sohle, Rampa 3.)

Fig. 10 Durch das Einsinken von Fladenerz (F.L.) in noch bildsames Karbonatsediment wurden bereits verfestigte Erzschichten zerbrochen und in noch unverfestigtes, unterlagerndes Dolomitsediment eingedrückt. Im Dolomitsediment fand eine kräftige Eindellung bei den Ausgleichsbewegungen statt. (Punktiert auf Deckblatt: Erzimprägnationen) (La Florida, La Cuerre, 5. Sohle, Rampa 2)

Fig. 9

Fig. 11 Bei subaquatischen Rutschungen wurden Fladenerze zerbrochen und zusammen mit noch plastischem Dolomitpelit verlagert. Der später durch Sammelkristallisation grobkörnig gewordene Dolomit ist von einem Klüftchen durchzogen, das mit weißem Dolomitspat gefüllt ist. (La Florida, La Cuerre, 5. Sohle, Rampa 3.)

Fig. 12 Ooid- bzw. onkoidartige, kugelige Rundkörperchen aus reiner Zinkblende bzw. dolomitischer Gangart mit Zinkblendedurchstäubungen liegen im Dolomit. (Reocin, 14. Sohle Nord, 70x vergr.)

Fig. 11

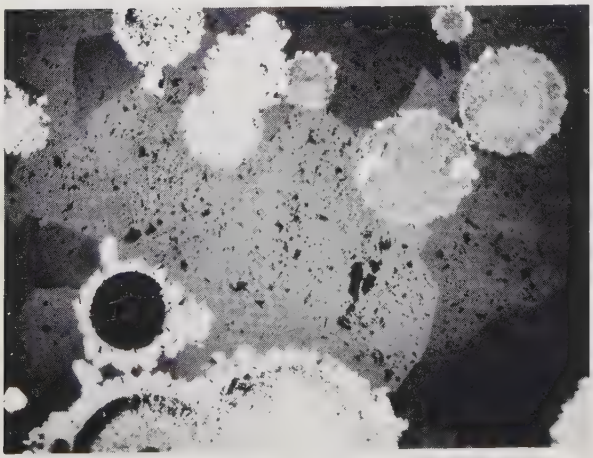


Fig. 12

Fig. 13 Vererztes Rundkörperchen zeigt in seinem Innern diagenetisch gesprosste Dolomitkristalle, welche zonare Anordnung der Zinkblende-durchstäubungen erkennen lassen. (Reocin, 14. Sohle, Nord, ca. 140 x vergr.)

Fig. 14 Mechanisch angelagertes Zinkblenderundkörperchen hat die unterlagernde Erzfeinschicht an der Stelle seiner Anlagerung schwach eingedrückt. Die nächstfolgende dünne Erzkruste hüllt das Rundkörperchen ein, indem sie über diesem Kugelgebilde bogenförmig ausgebuchtet ist. Darüber folgen noch einige weitere Gelerzschichtchen in polarer Überlagerung. (Reocin, 14. Sohle, Nord.)

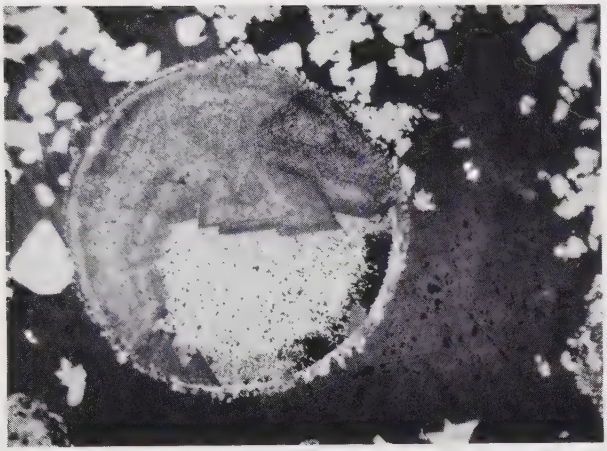


Fig. 13

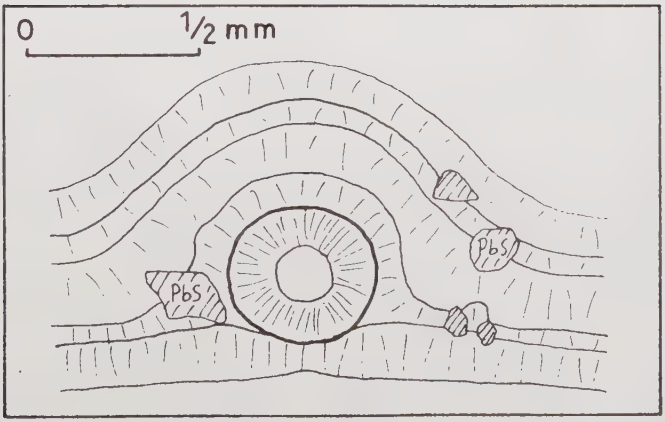


Fig. 14

Fig. 15 Rudistenschalen sind durch Zinkblende ersetzt.
(La Florida, Primera, 6. Sohle Cereceo)

Fig. 16 Innerhalb porösen, dolomitischen Riffgesteins befindet sich eine Hohlraumfüllung, die aus dichtem, oft durch unterschiedliche Färbung feingeschichtetem Dolomit besteht, welcher innerhalb der vererzten Riffe oft mit dünnen Erzschichten wechsellagert. (La Florida, Primera, mittlerer Erzhorizont.)

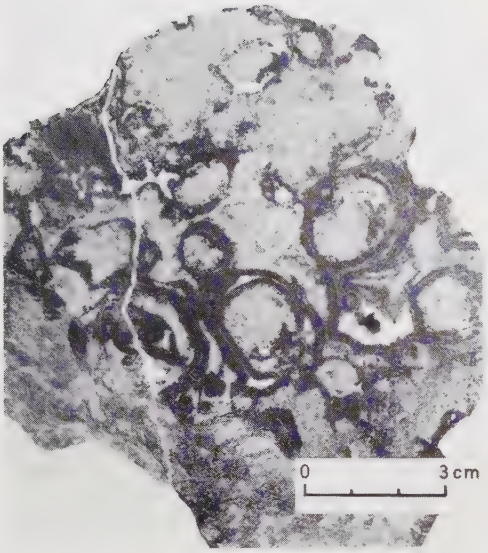


Fig. 15

Fig. 16

Lebenslauf

Am 9.2.1938 wurde ich, Werner Adelhardt, als Sohn des Kaufmanns Georg Adelhardt und seiner Ehefrau Elsbeth, geb. Schmidt, in Bayreuth geboren.

Nach Besuch von Volksschule in Bayreuth und humanistischem Gymnasium in Bayreuth und München legte ich im Sommer 1958 am Nymphenburger Gymnasium München die Reifeprüfung ab. Vom W.S. 1958/59 bis 1965 studierte ich Geologie an der Universität München und beendete am 26.7.1965 mein Studium mit der Diplom-Geologen-Hauptprüfung. Seit Herbst 1965 arbeite ich am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie an meiner Dissertation.

Meine akademischen Lehrer waren:

An der Ludwig-Maximilians-Universität München:
G. ANGENHEISTER, H.J. AUTRUM, L. BRAUNER, R. DEHM, A. FAESSLER, H. FEHN, G. FISCHER, O. FÖRTSCH, R. HUISGEN, E. KRAUS, H. LOUIS, K. MÄGDEFRAU, A. MAUCHER, G. MENZER, F. NEUMAIER, H.J. SCHNEIDER, E. WIBERG.

An der Technischen Hochschule:
P. SCHMIDT-THOMÉ.